

УДК 551.72 + 552.321.5 (477)

**Л. В. Шумлянський**

## **Петрологія долеритів Томашгородської групи дайок (Український щит)**

Розглянуто геологічну будову, речовинний склад та походження порід Томашгородської групи дайок. Зроблено висновки, що за своїм хімічним складом ці породи суттєво відрізняються від базитів осницького комплексу та наближаються до порід Прутівського інтрузиву. Геохімічні та ізотопно-геохімічні дані свідчать про походження вихідних розплавів Томашгородської групи дайок за рахунок значного (~ 30%) плавлення деплетованої мантії. Формування вихідних розплавів пов'язане з процесами остаточної колізії і з'єднання Сарматії та Фенноскандії.

lshumlyanskyy@yahoo.com

**Геологічне положення.** Так звана Томашгородська дайка являє собою достатньо рідкісне для Українського щита (УЩ) геологічне утворення. Це група дайок, розташованих ланцюгом та приурочених до західної гілки Красногорсько-Житомирської зони розломів. Потужність окремих дайок, що входять до складу групи, становить від 70 до 500 м, довжина інколи сягає 12 км. Довжина групи в цілому становить 52 км, завдяки чому вона є однією з найкрупніших в межах УЩ. Падіння дайок невитримане — від 45 до 90°, причому якщо на північному фланзі та у центральній частині дайки падають переважно на північний схід, то на південному фланзі вони змінюють своє падіння на південно-західне, західне і північно-західне. На південному та північному закінченнях спостерігається розгалуження дайок на декілька гілок (рис. 1).

Автором детально досліджувались тіла долеритів, що розкриті Томашгородським кар'єром ("Пщелі") та двома кар'єрами поблизу с. Олександрівка. Також під час досліджень був використаний ядерний матеріал, отриманий у процесі робіт з пошуків нікелю в межах Північно-Західного району УЩ, а також кам'яний матеріал з колекції геологічного факультету Київського національного університету ім. Тараса Шевченка.

Кар'єром "Пщелі" розкрито східний борт потужного (до декількох сотень метрів) дайкоподібного тіла долеритів. Загальна розкрита потужність тіла перевищує 60 м. Контакт з вмісними метаефузивами клесівської серії та гранітоїдами осницького комплексу має чіткі ознаки біляконтактового загартування долеритів. Безпосередньо на контакті долерити репрезентовані тонкозернистою пухкою породою сірувато-зеленого кольору, які вже на відстані 5–10 см переходять у тонкозернисті досить міцні чорні долерити.

У напрямку центральної частини дайки зернистість долеритів досить швидко зростає і порода через середньозернисту переходить у середньо-крупнозернисту. Уже на відстані 25 м від контакту вперше з'являються малопотужні (2–3 м) тіла габро-пегматитів. Контакт цих тіл з вмісними середньо-крупнозернистими долеритами нерівний, звивистий, хоча зазвичай досить чіткий і різкий.

**Петрографічні особливості.** За петрографічним складом долерити Томашгородської групи дайок є доволі різноманітними. В. І. Долгова та В. П. Бухарев [2] виділяли у складі Томашгородської дайки габродолерити, а

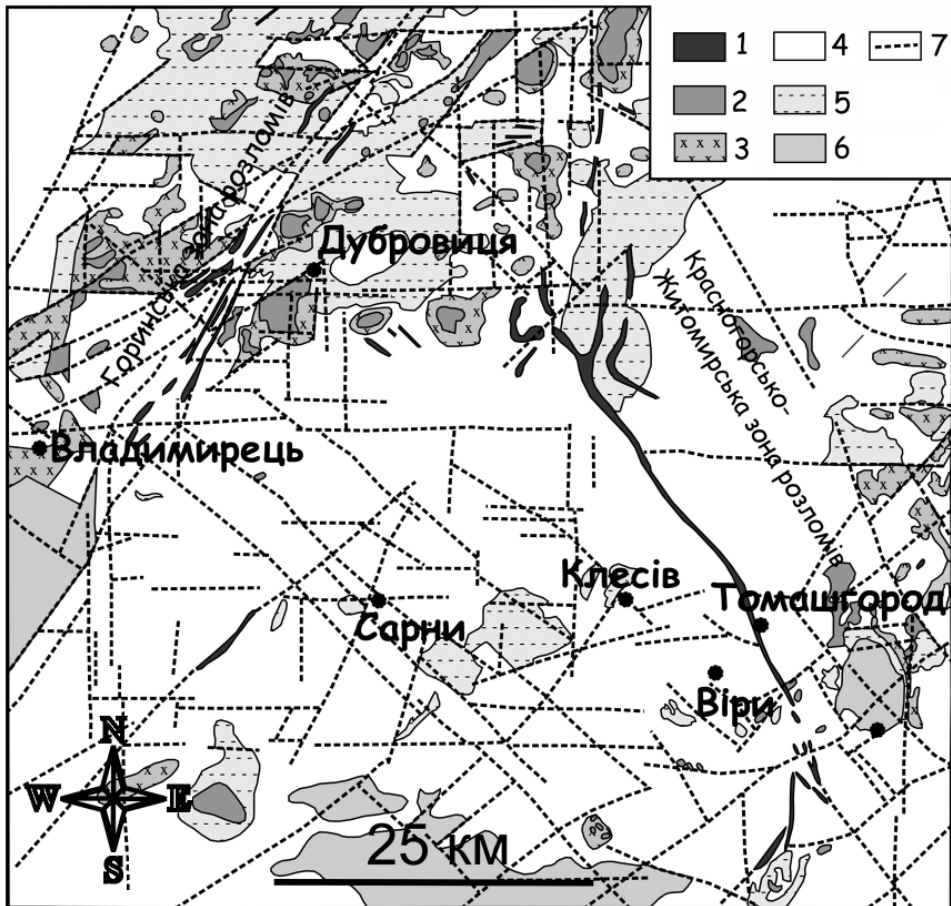


Рис. 1. Схематична геологічна карта району розвитку Томашгородської групи дайок: 1 – породи Томашгородської групи дайок, а також близькі за складом долерити та габро-долерити; 2 – основні породи осницького комплексу; 3 – діорити та габро-діорити осницького комплексу; 4 – гранітоїди осницького комплексу; 5 – метаефузиви та метаосадові породи клесівської серії; 6 – гранітоїди житомирського комплексу; 7 – розломи

також олівінові та олівін-двопіроксенові габродолерити. Ми, вивчаючи будову дайок Томашгородської групи, розрізняємо породи, що їх складають, перш за все, за текстурно-структурними особливостями. Так, ми виділяємо три головні відміни долеритів: 1 – біляконтактів дрібнозернисті, нерідко – порфірові, долерити, 2 – середньо-крупнозернисті габродолерити основного об'єму дайок, 3 – пегматоїдні габроїди.

Досліджений автором *контактний долерит*, відібраний у кар'єрі "Пщелі" безпосередньо з контакту з вмисними лептитами, являє собою дуже сильно змінену (хлоритизовану та амфіболізовану) порфірову дрібнозернисту породу. Плагіоклаз складає ~ 50 % її об'єму, хлорит-амфіболовий агрегат – до 30, біотит та рудні мінерали – до 10 кожен. Порфірові вкраплення складають до 5 % об'єму породи та репрезентовані таблитчастими кристалами плагіоклазу розміром до  $0,5 \times 1,5$ – $2,0$  мм. Грані кристалів виглядають слабрезорбованими. Плагіоклаз вкраплення практично повністю заміщений агрегатом новоутворених мінералів (переважно пелітизований). Основна маса породи складена дрібними, сильно зміненими (пелітизованими, хлоритизованими) ідіоморфними таблитчастими кристалами плагіоклазу розміром до  $0,05 \times 0,1$  мм, в інтерстиціях між якими розташовані повністю змінені (хлоритизовані, амфіболізовані) кристали темноколірних мінералів. Тут же знаходяться дрібні (0,05 мм) ізометричні кристали рудного

мінералу. Крім того, в породі присутні до 10 об. % досить крупні (до 0,5–1,0 мм) пойкилобластові вкраплення темно-червоно-коричневого біотиту, що містять численні вclusions кристалів плагіоклазу основної маси.

У напрямку до центральної (осьової) частини дайки дрібнозернисті контактні долерити швидко переходять в середньо-крупнозернисті габродолерити, які є досить різноманітними за мінеральним складом. Нами виділені такі відміни: долерити (плагіоклаз-клінопіроксенові породи), піжонітові долерити (плагіоклаз + клінопіроксен + піжоніт) та олівінвімісні долерити (плагіоклаз + олівін + піроксен(и)). Ніякої закономірності у розташуванні цих порід за розрізом дайок не виявлено. Стислий опис відмін долеритів наведено нижче.

*Долерити* (плагіоклаз-клінопіроксенові) являють собою середньо-, рівномірноюзернисті породи з переважно офітовими структурами. Мінеральний склад більш-менш сталий, об. %: плагіоклаз – ~ 55–60, клінопіроксен (нерідко значною мірою амфіболізований) – 35–40, рудні мінерали – 2–5, біотит – до 5, кварц.

Плагіоклаз репрезентований табличчастими, непогано сформованими кристалами розміром до 0,5 × 2,0 (іноді – до 4,5) мм. Нерідко спостерігається зональність, іноді – дуже чітка, з ідіоморфною центральною зоною. Окремі зерна плагіоклазу мають зубчасту облямівку доростання, значно більш кислу за складом, ніж основна частина кристала. У виключно рідкісних випадках спостерігались ознаки протоклазу, коли фрагменти більш ранніх кристалів плагіоклазу "цементувались" в єдине табличчасте зерно незначно більш кислим за складом плагіоклазом.

По відношенню до клінопіроксену плагіоклаз може бути як різко ідіоморфним, з формуванням офітових структур, так і слабо ксеноморфним.

Клінопіроксен долеритів може бути репрезентований як ідіоморфними короткопризматичними зернами розміром до 1–1,5 мм, так і інтерстиційними, різко ксеноморфними виділеннями розміром до 2 мм. В окремих зернах простежується оптична зональність. Клінопіроксен розподілений у породі дещо нерівномірно, інколи утворює явні скупчення. У свіжих долеритах навколо кристалів клінопіроксену спостерігається розвиток облямівок, репрезентованих зеленою роговою обманкою, яка, очевидно, кристалізувалась безпосередньо у магматичну стадію. У змінених долеритах клінопіроксен значною мірою, іноді – практично цілком, заміщується погано сформованою синьо-зеленою роговою обманкою або яснозабарвленим у зеленуваті тони амфіболом типу актиноліту. Нерідко спостерігається також розвиток новоутвореного біотиту.

Рудні мінерали доволі різноманітні за формами виділення. Зазвичай вони репрезентовані ізометричними скелетними кристалами ~ 0,1 мм, на контактах з плагіоклазом облямованими біотитом. В окремих випадках рудні мінерали утворюють крупні (до 3–5 мм) інтерстиційні виділення, що цементують собою кристали плагіоклазу та клінопіроксену, формуючи ділянки сидеронітової структури. У такому випадку рудний мінерал не просто виповнює інтерстиційний простір, а активно кородує кристали плагіоклазу та клінопіроксену. На контактах з плагіоклазом також набуває розвитку тонкозернистий слюди́стий агрегат.

Біотит, окрім формування облямівок навколо рудного, зустрічається також у вигляді погано сформованих табличчастих зерен розміром до 1 мм, що плеохроюють в червоно-коричневих тонах. Зрідка спостерігається наявність зеленого біотиту, більш пізнього по відношенню до червоно-коричневого. Місцями слабо заміщується хлоритом.

Кварц часто зустрічається у вигляді дрібних інтерстиційних виділень.

*Піжонітові долерити* за структурними особливостями є близькими до долеритів. Це – середньо-, рідко – крупнозернисті, рівномірноюзернисті, офітові до габро-офітових породи, з масивними текстурами, виключно рідко – з деякою лінійністю у розташуванні кристалів плагіоклазу. Мінеральний склад досить

витриманий, об. %: плагіоклаз — до 55–65; піроксени, репрезентовані авгітом та піжонітом — до 30–35; рудні мінерали — від 1 до 3–5, рідко — до 10; біотит — до 2–3; у невеликій кількості спостерігаються також олівін, кварц, калієвий польовий шпат (КПШ), рогова обманка, апатит.

Плагіоклаз за своїм положенням в породі не відрізняється від плагіоклазу долеритів. Піроксен же, на відміну від описаних вище долеритів, в піжонітових долеритах може бути репрезентований або авгітом та піжонітом, або лише піжонітом. Останній зазвичай зустрічається у вигляді ізометричних або короткопризматичних кристалів розміром ~ 1, іноді — до 3–4 мм. За ступенем ідіоморфізму кристали піжоніту в межах навіть одного шліфа можуть варіювати від чітко ідіоморфних до різко ксеноморфних. У піжоніті нерідко спостерігається блокове погасання, а також доволі чітка зональність з добре вираженими ідіоморфними центральними зонами. Окремі кристали містять незакономірні зернисті структури розпаду, які можуть розвиватись або в крайових (переважно), або в центральних частинах зональних кристалів.

На відміну від долеритів, піроксени піжонітових долеритів зберігаються більш-менш свіжими. Лише іноді навколо них спостерігаються облямівки зеленої рогової обманки.

Біотит, рудні мінерали та кварц за своїм положенням в породі не відрізняються від описаних у долеритах. В окремих шліфах у інтерстиціях було зустрінuto невелику кількість КПШ і апатиту.

Як долерити, так і піжонітові долерити можуть містити невелику (від 1 до 10 %) кількість олівіну, переходячи в *олівінмісні долерити*. Це — дрібно-середньозернисті до середньо-крупнозернистих, рівномірно-, гіпідіоморфнозернисті, переважно субофітові породи з масивними текстурами. Мінеральний склад досить невитриманий, об. %: плагіоклаз — від 50 до 65–70, піроксени (авгіт, піжоніт, іноді — невелика кількість гіперстену) — від 20 до 40, олівін — від 1 до 10, рудні — від 1–2 до 5–7, біотит — 1–2, іноді — до 3–4, рогова обманка — до 1–2. Інтерстиційні мінерали (1–3 %) репрезентовані кварцом та КПШ, акцесорні — апатитом, новоутворені — хлоритом, серпентином, карбонатом.

Плагіоклаз за своїм структурним положенням відповідає плагіоклазу безолівінових долеритів. Співвідношення плагіоклазу з олівіном за ступенем ідіоморфізму приблизно рівні. Піроксени, репрезентовані переважно авгітом та піжонітом, зазвичай займають інтерстиційне положення. Досить часто проявляють чіткий ксеноморфізм по відношенню до плагіоклазу; до олівіну — ксеноморфні. В окремих шліфах спостерігалось двійникування кристалів авгіту, іноді відзначались також варіолітові зростання. Місцями навколо кристалів олівіну розвиваються гіперстеніві облямівки. Піроксени олівінмісних долеритів переважно свіжі, лише місцями відзначався розвиток безбарвного амфіболу типу актиноліту по кристалах авгіту. Олівін спостерігається у вигляді досить нечисленних ізометричних або овальних зерен розміром 1–2 мм. Зазвичай свіжий, але в деяких шліфах значною мірою серпентинізований. Біотит в описуваних породах репрезентований непогано сформованими дрібними (до 0,3–0,4 мм) таблитчастими кристалами з сильним плеохроїзмом — від майже безбарвного до темно-коричневого. Іноді відмічений зелений біотит, що формує як самостійні кристали, так і, частіше, облямівки навколо бурого.

Рудні мінерали, кварц, КПШ, апатит за структурним положенням не відрізняються від описаних вище.

У всіх шліфах олівінових долеритів наявні ясно-зелені або трав'яно-зелені кристали рогової обманки, що формують як самостійні інтерстиційні виділення, так і облямівки навколо кристалів піроксену.

*Пегматоїдні долерити* — вельми характерні породи Томашгородської групи дайок. За потужності дайок до декількох сотень метрів вперше вони з'являються

уже на відстані 20–25 м від контакту, отже, притаманні не лише центральним частинам тіл. Пегматоїдні долерити спостерігаються у вигляді незакономірної, неправильної форми лінзовидних тіл та жил потужністю від перших сантиметрів до 1–2 м, контакти з вмісними середньо-крупнозернистими долеритами досить чіткі. Пегматоїдні долерити візуально відрізняються не лише значно (до 1 см та крупніше) збільшеним розміром кристалів, а і наявністю ділянками великої кількості окиснорудних мінералів, а в інших випадках — більш кислого матеріалу. Місцями в пегматоїдних долеритах спостерігались незначні за розмірами сегрегації сульфідних мінералів.

Структури пегматоїдних долеритів крупнозернисті, місцями — до дуже крупнозернистих, рівномірно-, гіпідіоморфнозернисті, іноді — симплектитові. У ділянках інтенсивного розвитку новоутворених мінералів структури переходять в лепідобластові. Текстури зазвичай масивні. Мінеральний склад цих порід доволі невитриманий, що підкреслює їх значну неоднорідність. Вміст плагіоклазу коливається від 40 до 60 %, кількість клінопіроксену зазвичай становить ~ 30 % (піжоніт не відзначався), хоча в окремих випадках цей мінерал був зовсім відсутній, натомість набував розвитку олівін (до 40 %) та гіперстен (до 10 %). Рудні мінерали складають від 3–5 до 10 % об'єму пегматитів повсякчасно, іноді — в значній кількості спостерігаються біотит (до 10 %), кварц та КППШ. Всі описані нами пегматити містили рогову обманку (до 5–7 %). Звичайним акцесорним мінералом є апатит. Іноді зустрічається циркон, рідко — сфен.

Зазвичай співвідношення плагіоклазу з темноколірними мінералами досить складні — плагіоклаз може проявляти як явний ідіоморфізм, так і, частіше, ксеноморфізм по відношенню до клінопіроксену та олівіну. Нерідко спостерігаються складні симплектитові зростання плагіоклазу з темноколірними мінералами. Плагіоклаз формує таблитчасті, практично незональні кристали, розмір яких значно варіює від шліфа до шліфа, але переважно становить понад 5–7 мм. Місцями спостерігається розвиток альбіту та КППШ в крайових частинах кристалів плагіоклазу. Загалом, цей мінерал зберігається доволі свіжим, хоча місцями заміщується пелітовою масою. Іноді спостерігаються ознаки протоклазу кристалів плагіоклазу, а також деяке їх побуріння. Олівін, що був відзначений лише в окремих зразках пегматоїдних долеритів, репрезентований крупними (> 10 мм) залізистими кристалами, що утворюють грубі симплектитові зростання з плагіоклазом. На контактах з плагіоклазом олівін зазвичай облямований потужними (до 1–2 мм) виділеннями ортопіроксену, який, у свою чергу, іноді заміщується буро-зеленою роговою обманкою або безбарвним амфіболом типу тремоліту. Клінопіроксен — доволі розповсюджений мінерал пегматоїдних долеритів. Може займати як інтерстиційне по відношенню до плагіоклазу положення, так і бути представленим чітко ідіоморфними таблитчастими зернами розміром до 3–5 мм. Нерідко спостерігаються прості двійники, в окремих випадках — оптична зональність. Практично повсякчасно клінопіроксен зазнає амфіболізації. Рудні мінерали (титаномагнетит) репрезентовані нечисленними, натомість крупними (до 10–15 мм) скелетними та "дендритовими" зернами, що формують щільні зростання з плагіоклазом, клінопіроксеном, олівіном, біотитом та роговою обманкою.

Амфіболи в пегматоїдних долеритах репрезентовані декількома відмінами. Трав'яно-зелена (іноді — із синюватим відтінком) рогова обманка формує облямівки навколо зерен клінопіроксену і симплектитові зростання з титаномагнетитом та є, очевидно, первинно-магматичною. Ясно-зелений, до майже безбарвного, сплутано-волокнистий актиноліт заміщує собою клінопіроксен і, без сумніву, є новоутвореним мінералом. Біотит репрезентований двома відмінами. Більш рання — темно-червоно-коричнева, з дуже сильним плеохроїзмом, утворює іноді помітно деформовані таблитчасті виділення, а також облямівки навколо рудного. Місцями спостерігаються симплектитові зростання з рудним мінералом або,

рідше — з КПШ та кварцом. Навколо включень циркону в біотиті утворюються широкі плеохроїчні облямівки. Більш пізній біотит — трав'яно-зелений, присутній у вигляді самостійних дрібних, погано сформованих, іноді — віялоподібних виділень. Кварц та КПШ утворюють переважно різко ксеноморфні інтерстиційні виділення.

Апатит утворює доволі крупні (до  $0,5 \times 2-4$  мм) тичкуваті кристали, іноді футляровидні (з центральною порожниною). Утворює включення в плагіоклазі, гіперстені, біотиті, роговій обманці, рудному мінералі, в олівін лише слабо вростає.

В одному зі шліфів було описано пегматит, що за складом відповідає кварцовому діориту до гранодіориту. Структура цієї породи середньозерниста до крупнозернистої, рівномірно-, гіпідіоморфнозерниста. Текстура масивна. Мінеральний склад, об. %: плагіоклаз — 40–45, КПШ — до 20, кварц — 15, рогова обманка — до 10, біотит — 5–7, релікти клінопіроксену — до 3–4, рудні мінерали — 2–3. Аксесорії репрезентовані апатитом. Основу породи складають крупні (до 5–6 мм) табличчасті кристали плагіоклазу гіпідіоморфного вигляду, в які нерідко занурені виділення темноколірних мінералів. При цьому рогова обманка часто формує в тілі кристалів плагіоклазу "віялоподібні" агрегати, що розростаються з єдиного центру. КПШ утворює крупні (до 3–4 мм) ксеноморфні, інтерстиційні по відношенню до плагіоклазу зерна, що містять включення темноколірних мінералів, а також кварцу. Останній формує численні ізометричні ксеноморфні зерна розміром до 1–2 мм. Клінопіроксен — явно реліктовий мінерал, репрезентований нечисленними ідіоморфними кристалами призматичної форми розміром до  $1 \times 2$  мм. Повсякчасно оточені реакційними облямівками, складеними роговою обманкою, іноді — з домішкою біотиту. Рогова обманка розвивається у вигляді погано сформованих призматичних кристалів брудно-трав'яно-зеленого кольору, нерідко — з синюватим відтінком. Біотит — непогано сформовані, досить крупні (до 1–2 мм) таблички з вельми інтенсивним плеохроїзмом від ясно-жовтого до темно-червоно-коричневого. Часто містить включення рудних мінералів. Останні зазвичай утворюють сильно видовжені, до тичкуватих, іноді — пустотілі кристали ільменіту розміром до  $0,4 \times 4$  мм. Апатит спостерігається у вигляді численних дуже дрібних (до 0,05 мм) кристалів, розсіяних в тілі польових шпатів.

#### Хімічний склад породоутворювальних мінералів пегматоїдних долеритів.

Таблиця 1. Хімічний склад польових шпатів у породах Томашгородської групи дайок

Проба Метод аналізу	78/32,3						03-Т8	03-О2	03-Т9	
	Мікрозондовий						Рентген-флюоресцентний монофракції			
Мінерал	Плагіоклаз			КПШ			Польовий шпат			
SiO <sub>2</sub>	56,37 <sup>1</sup>	56,40 <sup>2</sup>	55,71	57,42 <sup>1</sup>	58,78 <sup>2</sup>	62,86	64,38	55,69	55,01	59,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,61	28,05	26,49	26,94	26,69	17,27	17,70	26,20	27,25	24,13
FeO	0,53	0,57	2,13	0,45	0,24	0,60	0,86	0,62	0,58	0,45
CaO	11,36	11,23	9,97	10,08	9,35	—	—	9,73	10,48	6,57
Na <sub>2</sub> O	4,06	4,25	4,33	4,91	5,36	0,35	0,27	5,42	5,18	7,17
K <sub>2</sub> O	0,36	0,40	0,19	0,28	0,25	16,79	16,99	0,63	0,49	0,53
Сума	100,29	100,90	98,82	100,08	100,66	97,87	100,21	98,29	98,99	97,95
Ab	38	40	43	46	51	3	2	48	46	64
An	60	58	56	52	48	0	0	48	51	33
Or	2	2	1	2	1	97	98	4	3	3
Ba	—	—	—	—	—	—	—	288	268	441
Sr	—	—	—	—	—	—	—	169	155	246
Ce	—	—	—	—	—	—	—	10	14	22
Rb	—	—	—	—	—	—	—	13	10	14

Примітка. <sup>1</sup> — центральна частина зерна; <sup>2</sup> — крайова частина зерна.

Хімічний склад породоутворювальних мінералів досліджувався раніше В. І. Долговою та В. П. Бухаревим [2], які наводять невелику кількість результатів не дуже якісних мікрозондових аналізів з долеритів, відібраних в районі с. Карпилівка. Нами було досліджено хімічний склад головних породоутворювальних мінералів з одного зразка слабо зміненого пегматоїдного долериту, відібраного зі св. 78 (гл. 32,3 м), за допомогою мікрозондового аналізу, а також хімічний склад монофракцій клінопіроксену, плагіоклазу та рудних мінералів, виділених з пегматоїдних долеритів Томашгородського та Олександрівських кар'єрів (зр. 03-02, 03-ОЛ2, 03-Т8).

Плагіоклаз має доволі несталий хімічний склад. Так, за даними [2], він варіює від  $An_{57}$  до  $An_{33}$ ; за результатами наших мікрозондових аналізів, склад плагіоклазу у зр. 78/32,3 коливається від  $An_{60}Ab_{38}Or_2$  до  $An_{48}Ab_{51}Or_1$ , при цьому центральні частини кристалів на два–чотири номери більш основні, ніж крайові. У тому ж зразку виявлений КППШ, що має склад  $Ab_{2-3}Or_{98-97}$ . Хімічний склад монофракцій плагіоклазу дещо більш кислий та варіює від  $An_{51}Ab_{46}Or_3$  до  $An_{33}Ab_{64}Or_3$ ; вміст барію в плагіоклазі змінюється від 268 до 441 г/т, стронцію – від 155 до 246, рубідію – від 10 до 14 та залежить від концентрації альбітового міналу – чим вона вища, тим більш високим є вміст перерахованих елементів (табл. 1).

Згідно з даними [2], склад піроксенів долеритів Томашгородської групи дайок вельми непостійний. Були виявлені як ромбічні піроксени ( $En_{60-58}Fs_{36-39}Wo_{4-3}$ ), так і клінопіроксени складу  $En_{30}Fs_{35}Wo_{35}$ ,  $En_{46}Fs_{30}Wo_{24}$  та  $En_{47}Fs_{15}Wo_{37}$ . Нами досліджувались лише моноклінні піроксени. Отримані результати лежать всередині

Таблиця 2. Хімічний склад клінопіроксенів у породах Томашгородської групи дайок

Номер проби	78/32,3					03-02	03-ОЛ2	03-Т8
	Мікрозондовий					Рентген-флюоресцентний монофракції		
SiO <sub>2</sub>	54,18 <sup>1</sup>	53,84 <sup>2</sup>	50,44	50,51	54,47	48,20	49,16	48,59
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,99	0,88	0,89	—	1,17	1,19	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	2,10	2,39	2,40	0,78	2,54	2,59	2,36
FeO	13,83	16,56	16,95	16,73	20,30	19,52	19,91	18,88
MnO	0,34	0,34	0,44	0,34	0,36	0,37	0,38	0,34
MgO	15,30	12,72	12,06	12,10	11,31	12,85	13,10	14,61
CaO	11,98	11,99	16,53	16,43	13,31	13,39	13,66	12,27
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,13	0,26	—	0,13	0,20	0,20	0,12
K <sub>2</sub> O	0,12	0,13	0,13	0,09	0,11	0,07	0,07	0,04
Сума	98,33	98,81	100,08	99,48	100,86	98,29	100,25	97,91
En	48	42	36	36	35	38	38	43
Fs	24	30	28	28	35	33	33	31
Wo	27	28	36	35	30	29	29	26
Ba	—	—	—	—	—	22,1	179,2	40,1
Ce	—	—	—	—	—	10,0	63,7	29,7
Cr	—	—	—	—	—	197,8	55,0	88,2
V	—	—	—	—	—	454,0	572,7	490,2
Rb	—	—	—	—	—	5,5	—	4,6
Sr	—	—	—	—	—	14,9	—	12,8
Y	—	—	—	—	—	37,3	—	32,9
Zr	—	—	—	—	—	101,6	—	34,6
Nb	—	—	—	—	—	1,8	—	0,8
Th	—	—	—	—	—	2,9	—	5,2
U	—	—	—	—	—	8,1	—	6,2
Pb	—	—	—	—	—	5,3	—	1,4
Co	—	—	—	—	—	60,5	—	57,1
Cu	—	—	—	—	—	50,8	—	28,4
Ga	—	—	—	—	—	42,0	—	42,3
Ni	—	—	—	—	—	230,5	—	158,0
Zn	—	—	—	—	—	142,5	—	149,5

Примітка. <sup>1</sup> – центральна частина зерна; <sup>2</sup> – крайова частина зерна.

поля, визначеного в роботі [2] (табл. 1), і в цілому належать до авгітів. Вміст рідкісних та розсіяних елементів в цих авгітах наведено у табл. 2.

Також нами проаналізований хімічний склад рудних мінералів, репрезентованих титаномагнетитом та ільменітом. Склад титаномагнетиту доволі сталий (табл. 1). Вміст ульвошпінелевого міналу коливається від 48 до 54 мол. %. За результатами мікрозондового аналізу, в титаномагнетиті зафіксована значна (5,12 %) домішка глинозему, хоча в монофракціях магнетитів вміст глинозему набагато нижчий. Водночас існує закономірний зворотній зв'язок між вмістом титану та алюмінію в титаномагнетиті. Присутність значної домішки кремнезему у монофракціях титаномагнетиту свідчить, очевидно, про присутність силікатної фази в монофракції. Вміст рідкісних та розсіяних елементів у монофракціях титаномагнетитів наведено в табл. 3. Відзначимо доволі високий вміст ванадію, що закономірно зменшується зі зростанням вмісту титану (і, отже, збільшується зі збільшенням вмісту глинозему).

Склад ільменіту більш невитриманий і коливається від практично чистого ільменіту з незначною домішкою марганцю до значно окисненого ільменіту, що містить до 23 мол. % гематитового міналу. З постійних домішок слід відзначити

Таблиця 3. Хімічний склад рудних мінералів (титаномагнетиту та ільменіту) в породах Томашгородської групи дайок

Мінерал	Магнетит			Ільменіт				
	78/32,3	03-Т8	03-Т9	78/32,3		03-ОЛ2	03-Т9	03-Т8
Метод аналізу	Мікро-зондовий	Рентген-флюоресцентний монофракції		Мікрозондовий	Рентген-флюоресцентний монофракції			
SiO <sub>2</sub>	0,30 <sup>1</sup>	2,72	4,30	0,15 <sup>1</sup>	0,20	5,08	5,57	6,10
TiO <sub>2</sub>	15,24	17,86	18,55	48,41	52,35	43,86	42,27	37,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,12	1,83	0,91	—	—	1,30	1,72	1,89
FeO	75,93	74,38	73,36	50,41	45,93	50,82	49,54	53,39
MnO	0,24	0,29	0,63	0,65	1,49	1,21	1,37	0,58
MgO	0,17	0,37	0,47	0,28	0,14	0,57	0,45	0,63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	—	—	—	—	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	—	—	0,24	0,13	—	—	—
ZnO	0,44	—	—	—	0,22	—	—	—
NiO	0,15	—	—	0,06	—	—	—	—
Сума	98,84	97,45	98,22	100,20	100,46	102,83	100,92	100,43
Pr	—	—	—	0,93	1,00	0,86	0,86	0,77
Ne	—	—	—	0,07	0,00	0,14	0,14	0,23
Usp	0,48	0,52	0,54	—	—	—	—	—
Mt	0,52	0,48	0,46	—	—	—	—	—
Co	—	176	148	—	—	—	—	—
Cr	—	39	83	—	—	74	111	81
Mn	—	2088	4289	—	—	8383	10454	4572
Nb	—	18	16	—	—	174	130	180
Ni	—	150	62	—	—	65	60	114
V	—	3933	2389	—	—	617	564	1099
Zn	—	1613	282	—	—	100	129	163
Zr	—	200	172	—	—	407	724	1179
Cu	—	—	—	—	—	500	121	322

Примітка. <sup>1</sup> — продукт розпаду титаномагнетиту.



Таблиця 4. Хімічний склад порід Томашгородської групи дайок

Номер проби	78/18,1	03-Т4	03-Т5	03-О2	03-ОЛ1	У6700	03-Т3	03-О1	03-Т1	03-Т10	03-Т2	03-ОЛ2	78/32,3	03-Т6	03-Т7	03-Т8	03-Т9
	Олівіновий долерит							Біляконтактові долерити				Петматит					
Порода	Піжконтовий долерит							Біляконтактові долерити				Петматит					
SiO <sub>2</sub>	50,36	49,74	49,33	49,68	48,64	50,77	50,33	49,40	50,22	51,04	49,88	57,26	47,11	48,89	45,59	48,86	50,16
TiO <sub>2</sub>	1,39	1,26	1,11	1,71	2,19	1,16	1,06	1,21	1,90	1,90	1,50	1,85	3,57	1,96	2,74	2,24	2,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,72	15,34	13,88	13,80	14,56	14,90	16,96	15,45	19,81	17,93	15,25	12,57	11,96	12,09	10,58	14,30	13,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,42	14,15	15,01	16,71	15,29	13,25	11,99	13,42	11,69	16,23	15,23	13,25	18,72	18,10	25,49	17,22	19,54
MnO	0,18	0,19	0,21	0,22	0,20	0,19	0,17	0,19	0,14	0,31	0,21	0,22	0,24	0,24	0,30	0,22	0,24
MgO	4,44	5,98	6,76	5,79	4,84	6,87	5,36	5,81	3,24	4,58	5,49	3,03	2,37	5,97	3,22	4,34	3,95
CaO	10,68	9,87	9,65	8,90	8,72	10,60	10,29	9,77	6,21	2,52	9,81	4,66	8,09	9,04	6,88	8,78	5,79
Na <sub>2</sub> O	2,37	2,53	2,15	2,36	2,91	2,09	2,42	3,21	4,66	4,50	2,28	4,00	2,04	2,22	2,34	2,86	3,07
K <sub>2</sub> O	0,66	0,62	0,53	0,72	0,96	0,48	0,47	0,55	0,84	1,13	0,64	3,36	1,13	0,75	1,34	1,00	1,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,17	0,11	0,19	0,32	0,11	0,09	0,12	0,24	0,23	0,18	0,37	0,33	0,19	0,93	0,35	0,31
В. п. п.	0,10	0,10	0,94	0,00	—	0,14	1,07	0,33	5,25	6,58	0,25	0,53	1,20	1,10	0,57	0,62	2,21
#Mg	41,0	47,0	48,6	42,1	39,9	52,1	48,4	47,6	36,7	37,2	43,1	32,4	21,0	40,9	21,0	34,6	29,8
Rb	23,1	19,2	21,0	27,5	28,5	14,2	16,4	18,4	25,4	41,5	29,6	93,1	52,2	32,1	58,7	34,4	37,9
Sr	158,0	196,3	168,7	155,4	271,7	156,5	184,1	199,1	188,6	133,8	171,5	223,6	112,1	159,3	153,4	176,3	169,3
Ba	191	205	212	252	451	153	201	179	315	255	228	2174	318	298	448	527	426
V	303	301	267	315	257	295	275	297	423	383	317	157	616	365	120	264	158
Cr	178	68	157	90	91	215	91	177	133	131	99	24	123	59	19	84	26
Co	46	52	45	44	42	—	40	44	40	51	38	36	58	40	47	44	41
Ni	81	41	111	99	54	103	82	83	93	130	82	50	97	86	29	68	32
Cu	94	147	118	127	88	95	89	117	152	148	121	192	216	159	171	185	183
Zn	23	23	97	125	121	96	89	84	77	234	111	133	48	121	207	133	178
Zr	116	104	85	148	175	84	70	77	144	135	115	231	192	155	312	222	253
Nb	6	5	5	—	10	4	5	5	7	8	7	11	13	8	16	10	14
Y	30	34	24	37	35	24	20	24	22	29	29	39	43	38	86	46	57
La	13,8	12,7	—	—	—	8,3	—	—	—	—	—	—	15,2	—	—	—	—
Ce	31,3	29,5	—	—	—	19,6	—	—	—	—	—	—	38,3	—	—	—	—
Pr	4,1	3,8	—	—	—	2,6	—	—	—	—	—	—	5,3	—	—	—	—
Nd	17,9	18,1	—	—	—	11,9	—	—	—	—	—	—	24,4	—	—	—	—
Sm	4,4	4,7	—	—	—	3,1	—	—	—	—	—	—	6,3	—	—	—	—
Eu	1,3	1,9	—	—	—	1,1	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—
Gd	4,9	5,4	—	—	—	3,6	—	—	—	—	—	—	7,2	—	—	—	—
Tb	0,8	0,9	—	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—
Dy	5,0	5,5	—	—	—	3,9	—	—	—	—	—	—	7,5	—	—	—	—

Номер проби	Порода	Пегматит																	
		78/18,1	03-Т4	03-Т5	03-02	03-0Л1	У6700	03-Т3	03-01	03-Т1	03-Т10	03-Т2	03-0Л2	78/32,3	03-Т6	03-Т7	03-Т8	03-Т9	
		Олівіновий долерит					Піжонітовий долерит					Бляконтактові долерити							
Но		1,0	1,2				0,8												1,5
Er		3,0	3,4				2,4												4,5
Tm		0,5	0,5				0,4												0,7
Yb		2,8	3,2				2,3												4,3
Lu		0,4	0,5				0,4												0,7
Hf		3,4	3,2				2,2												5,6
Ta		0,2	0,3				0,9												0,9
Th		2,2	1,5				1,3												4,0
U		0,5	0,5				0,4												1,0

MnO, вміст якого коливається від 1,49 до 0,61 мас. %. Хімічний склад монофракцій наведено в табл. 3, з якої видно, що ільменіт характеризується підвищеним вмістом, г/т: марганцю — 4600–10500, ніобію — 130–180, хрому — 74–111, нікелю — 60–115, ванадію — 565–1100, цинку — 100–165, цирконію — 410–1200 та міді — 120–500.

**Хімічний склад порід.** За хімічним складом породи Томашгородської групи дайок є доволі різноманітними, що пов'язане зі значним ступенем їх диференційованості. Як зазначено вище, тут можуть бути виділені долерити, піжонітові долерити та олівінвмісні долерити. Хімічний склад порід є несталим, утворюючи тренд диференціації від відносно високомагнезійних ( $\#Mg = 52,08$ )<sup>1</sup> до низькомагнезійних ( $\#Mg = 39,9$ ) (табл. 4).

За петрохімічною класифікацією долерити Томашгородської групи дайок належать до родини базальтів-долеритів, причому найбільш магнезійні диференціати переходять в поле пікробазальтів, а найбільш диференційовані — в поле андезібазальтів. Це типові толеїти нормального ряду (рис. 2).

*Варіації складу за породними відмінами.*

*а. Контакткові породи.* Як зазначено вище, породи, що залягають безпосередньо в ендоконтактовій зоні Томашгородської дайки, сильно змінені післямагматичними процесами. Так, для них є характерним аномально високий вміст  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ , Ni, низький — CaO, Zr, Y, а також нестійкий вміст MnO та Zn. Очевидно, це пов'язане зі значною змінністю контактних порід автометасоматичними процесами. В той же час середньозернистий долерит, відібраний на відстані 50 см від контакту (зр. 03-Т2), не зважаючи на доволі сильну амфіболізацію (спостерігаються лише релікти клінопіроксену, що зазвичай замінюється роговою обманкою та актинолітом), зберігає, вочевидь, свій первинний хімічний склад. Ми розглядаємо його як такий, що наближується до первинного складу магматичного розплаву, за рахунок кристалізації якого і утворилися долерити Томашгородської групи дайок. Зазначена порода характеризується доволі помірною магнезійністю ( $\#Mg = 43$ ) і на всіх діаграмах розташовується в межах лінійного тренду диференціації.

*б. Піжонітові долерити.* Ці породи є найбільш високомагнезійними ( $\#Mg = 47,57$ – $52,08$ ) зі всіх проаналізованих нами відмін долеритів Томашгородської групи дайок. Вони характеризуються "примітивним"

<sup>1</sup> $\#Mg = MgO / (MgO + FeO + 0,9 \cdot Fe_2O_3) \cdot 100$ , ат. кільк.

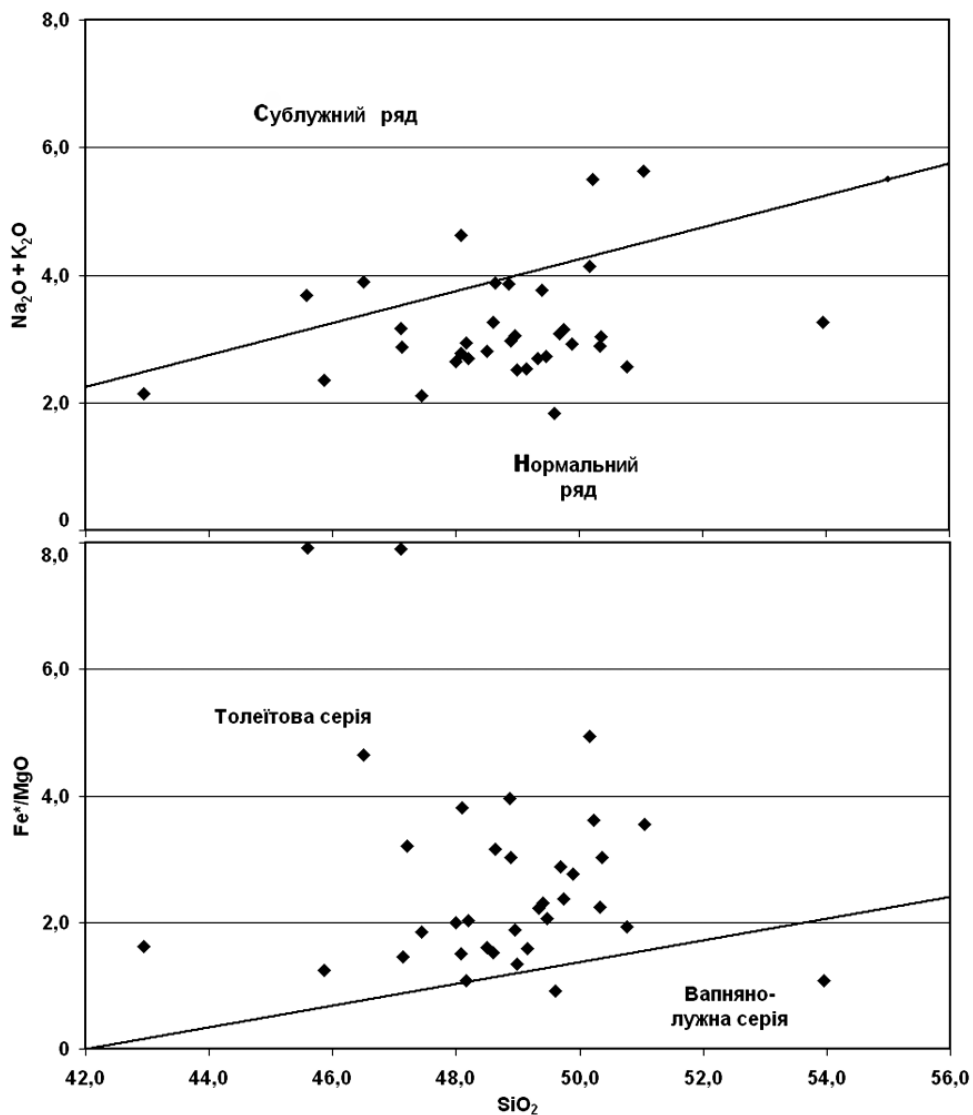


Рис. 2. Серіальна належність порід Томашгородської групи дайок. Фігуративні точки побудовані за фондовими матеріалами та аналізами, виконаними під час цього дослідження

складом (табл. 4, рис. 3). На всіх діаграмах в координатах  $\#Mg$  – елемент (оксид) ці породи розташовуються на магнезійному боці тренду диференціації. На хондрит-нормованій діаграмі розподілу РЗЕ (рис. 4) піжонітові долерити виявляють найбільш низький серед усіх порід вміст РЗЕ. При цьому крива розподілу є пологою (вміст легких РЗЕ перевищує хондритовий у 20–22 рази, а важких – у 10 разів), без європейської аномалії. Доволі помітною є позитивна аномалія тулію ( $Tm^* = 1,11$ ). Зазначимо, що тулієва аномалія в тій чи іншій мірі притаманна всім породам Томашгородської групи дайок.

с. Олівінові долерити. Зі зменшенням магнезійності піжонітові долерити переходять в олівінвмісні та олівінові долерити, які формують ділянку трендів диференціації від піжонітових долеритів до габро-пегматитів ( $\#Mg = 39,87-48,57$ ), охоплюючи і поле складу приконтактних долеритів. Отже, за своїми петро- та геохімічними характеристиками ці породи наближуються до складу вихідного розплаву.

На діаграмах розподілу РЗЕ олівінові долерити утворюють лінії, в цілому

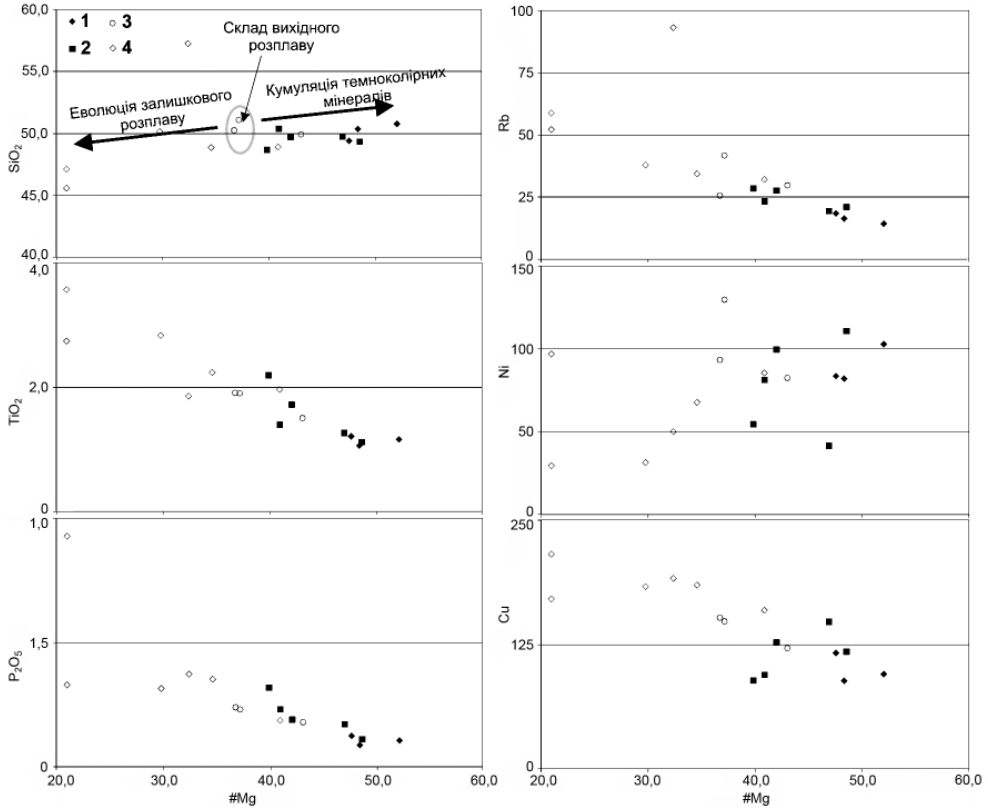


Рис. 3. Варіаційні діаграми залежності вмісту головних петрогенних компонентів та малих елементів у породах Томашгородської групи дайок: 1 — піжонітові долерити; 2 — олівінові долерити; 3 — біляконтактові породи; 4 — пегматити

паралельні тренду піжонітових долеритів, але дещо зміщені у бік більш високих значень концентрації (вміст легких РЗЕ становить 30–37 разів хондритового, а важких — 11–13 хондритового). У цих породах зустрічаються слабо виражені європейські аномалії — як позитивна ( $Eu^* = 1,14$ ), так і негативна ( $Eu^* = 0,87$ ). Аномалія тулію становить  $\sim 1,08$ – $1,09$ .

*d. Габро-пегматити.* Вони, в цілому, продовжують лінійний тренд, визначений піжонітовими і олівіновими долеритами у бік нижчих значень магnezіальності ( $\#Mg = 20,97$ – $40,88$ ). Завдяки значній варіативності свого мінерального складу ці породи характеризуються дуже несталим хімічним складом (рис. 3) та аномальними значеннями вмісту тих чи інших хімічних елементів.

На діаграмі розподілу РЗЕ зразок пегматиту відзначається найвищим серед всіх досліджених порід Томашгородської групи дайок вмістом за дуже пологого нахилу лінії розподілу. Так, вміст легких РЗЕ становить 40–41 разів від хондритового, в той час як важких — 17 разів від хондритового. Пегматиту притаманна значна негативна європейська аномалія — 0,70. Аномалія тулію найменша серед досліджених порід і становить лише 1,06.

Таким чином, на всіх варіаційних діаграмах залежності вмісту оксиду (елементу) від магnezіальності породи простежуються чіткі тренди диференціації: з ростом магnezіальності поступово зменшуються значення вмісту  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ , заліза,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , Rb, Ba, Cu, Zn, Zr, Nb, Y, РЗЕ та збільшуються —  $Al_2O_3$ , CaO, Sr, Cr, Co, Ni.

*Розподіл рідкісних та розсіяних елементів.* Всі породні різновиди Томашгородської групи дайок характеризуються близьким розподілом рідкісних та розсіяних елементів. На так званій спайдер-діаграмі (рис. 5) вони утворюють серію субпара-

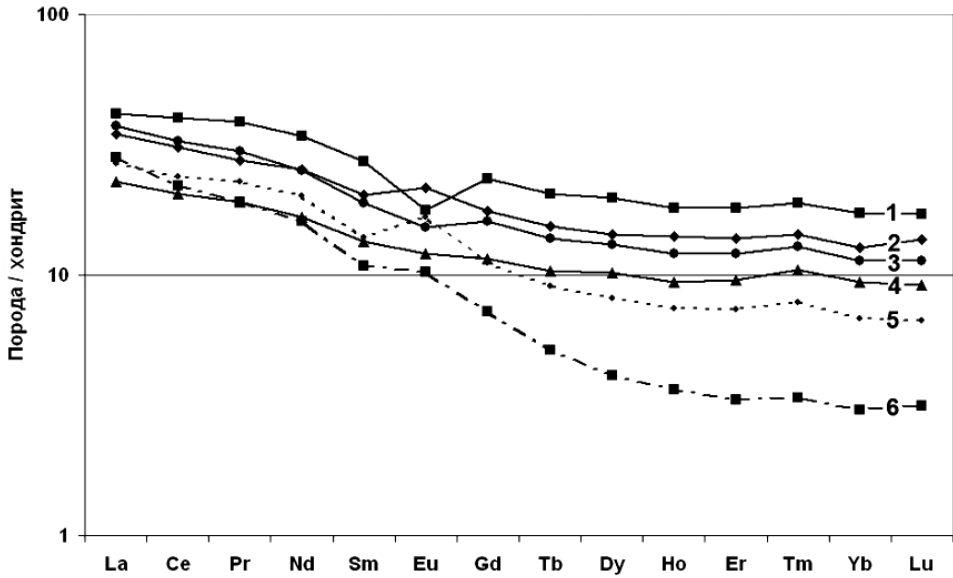


Рис. 4. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ у породах Томашгородської групи дайок, у Прутівському інтрузиві та базитах осницького комплексу: 1 – пегматит, зр. 78/32,3; 2 – олівіновий долерит, зр. 78/18,1; 3 – олівіновий долерит, зр. 03-Т4; 4 – піжонітовий долерит, зр. У6700; 5 – дайка долериту, що супроводжує Прутівський масив (здогадний склад вихідного розплаву), зр. 79/229,2; 6 – габро Ясногірського масиву, зр. 03-БАМ1

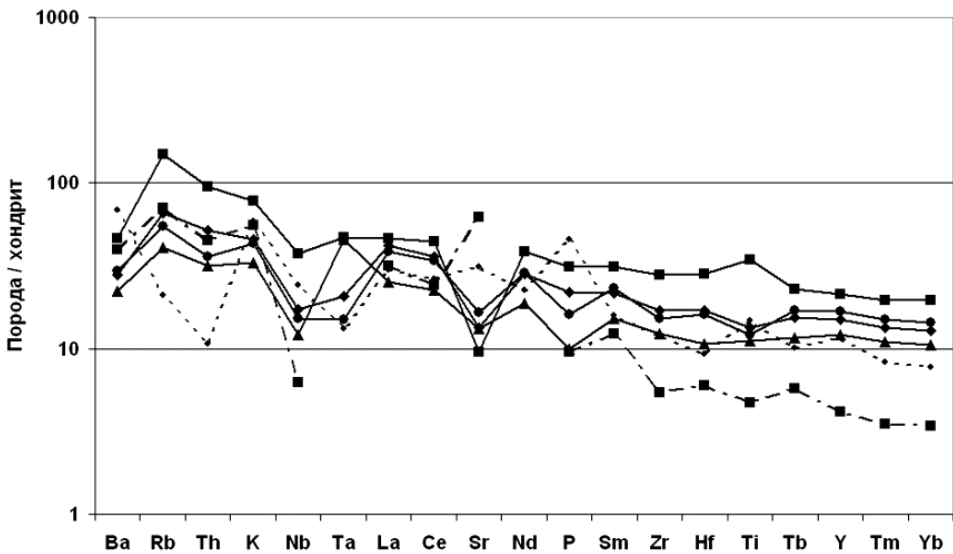


Рис. 5. Хондрит-нормована спайдерграма розподілу рідкісних і розсіяних елементів у породах Томашгородської групи дайок, у Прутівському інтрузиві та базитах осницького комплексу. Умовні позначення ті самі, що і на рис. 4

лельних ліній, які мають спільні риси. До них відносяться: 1 – доволі похилий нахил ліній розподілу від найбільш некогерентних до найбільш сумісних елементів, при цьому в області сумісних елементів лінії стають майже горизонтальними; 2 – для всіх різновидів порід відзначаються доволі чіткі негативні аномалії вмісту барію та стронцію, для олівінових долеритів характерні також негативні аномалії ніобію та танталу, в той час як для піжонітових долеритів та пегматитів – лише ніобію. Для олівінових долеритів притаманні також незначні негативні аномалії фосфору та титану, в той час як в піжонітовому долериті присутня лише негативна аномалія

Таблиця 5. Ізотопний склад стронцію та неодиму в породах Томашгородської групи дайок

Зразок	Вміст, г/т		Ізотопні відношення				εSr	Вміст, г/т		Ізотопні відношення				εNd
	Rb	Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>(t,1790)</sub>		Sm		Nd	<sup>144</sup> Sm/ <sup>143</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(0)</sub>		<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(1790)</sub>		
				<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>(t,1790)</sub>	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>(0)</sub>					<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(0)</sub>	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(1790)</sub>			
03-T4	22,0	195,9	0,3256	0,710723 ± 7	0,70234	16,52	4,34	0,1589	0,512259 ± 8	0,51039	1,3			
78/32,3	52,2	112,1	1,3511	0,736995 ± 12	0,70221	24,35	6,29	0,1563	0,512196 ± 6	0,51036	0,7			
78/18,1	23,1	158,0	0,4233	0,713746 ± 12	0,70285	17,90	4,36	0,1473	0,512126 ± 18	0,51039	1,4			
У6695	—	—	—	—	—	12,16	3,22	0,1600	0,512258 ± 7	0,51037	1,0			
У6717	14,7	154,9	0,2750	0,710108 ± 18	0,70303	—	—	—	—	—	—			
У6700	14,2	156,5	0,2629	0,709723 ± 13	0,70296	11,87	3,10	0,1578	0,512364 ± 20	0,51051	3,6			

фосфору, а в пегматиті — позитивна аномалія титану.

**Ізотопний склад стронцію та неодиму.** Вік кристалізації Томашгородської дайки визначений з великою точністю [5] та становить  $1791,9 \pm 4,2$  млн рр. З метою визначення ізотопно-геохімічних характеристик порід Томашгородської групи дайок нами було досліджено ізотопний склад стронцію та неодиму в шістьох зразках (табл. 5). Чотири зразки (У6695, У6700, У6717, 03-T4) репрезентують свіжі габродолерити, розкриті Томашгородським кар'єром ("Пщелі"). Два інші (78/18,1 та 78/32,3) були відібрані зі св. 78 і репрезентують слабо амфіболізоване габро (78/18,1) та доволі сильно змінений габро-пегматит (78/32,3).

**Ізотопний склад стронцію.** Проаналізовані нами зразки характеризуються доволі сталим ізотопним складом стронцію, перерахованим на вік у 1790 млн рр. (табл. 5). Варіації ізотопного складу цілком укладаються в похибку визначення вмісту рубідію та стронцію, це дозволяє побудувати доволі якісну Rb-Sr ізохрону (рис. 6), яка має наступні параметри: вік —  $1751 \pm 71$  млн рр., первинне відношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70298 \pm 70$ . Отже, вік, визначений Rb-Sr ізохронним методом по валових пробах порід, цілком збігається в межах похибки з віком, отриманим за U-Pb методом по цирконах.

**Ізотопний склад неодиму.** Виміряний нами ізотопний склад неодиму також є доволі сталим — більшість з проаналізованих проб характеризується близькими значеннями εNd, перерахованими на вік кристалізації (табл. 3). Лише в одній з проаналізованих проб (вимірних з найбільшою похибкою) значення εNd<sub>1790</sub> становить 3,6, в той час як в усіх інших пробах воно знаходиться в межах 0,7–1,4.

За ізотопно-геохімічними характеристиками породи Томашгородської дайки, подібно до порід Прутівського інтрузиву, є доволі рідкісними утвореннями, оскільки вони розташовуються переважно в першому квадранті на діаграмі εNd — εSr (рис. 7). Отже, їх джерело збагачене одночасно на самарій та рубідій, що є доволі рідкісним явищем, оскільки відношення Sm/Nd та Rb/Sr в ході диференціації поводять себе протилежним чином [10]. Оскільки породи Томашгородської дайки не вирізняються аномально високим вмістом рубідію, то підвищене значення відношення Rb/Sr може пояснюватись низькою для порід цього типу концентрацією стронцію.

Для порід Томашгородської дайки (не зважаючи на відносно невелику кількість наразі доступних результатів аналізів) спостерігається кореляція між ізотопним складом неодиму та стронцію — породи з більш "примітивним" ізотопним складом неодиму (тобто з більш високими значеннями εNd) характеризуються більш "розвиненим" ізотопним складом стронцію (більш високими значеннями εSr — рис. 7). Така закономірність прямо протилежна закономірностям, що спостерігаються

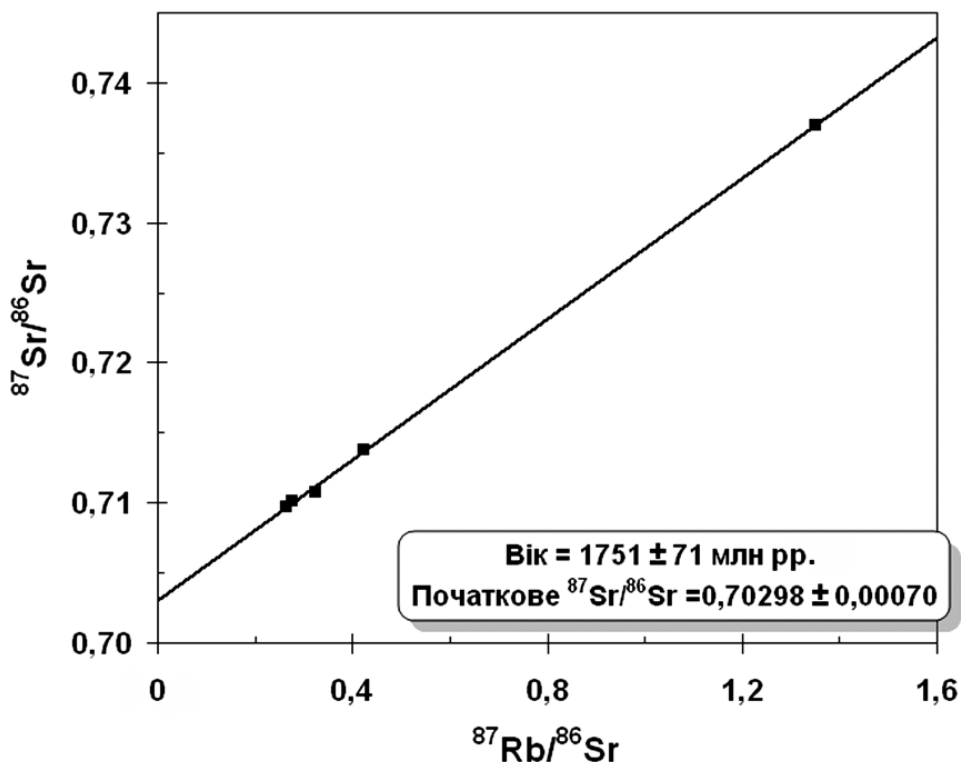


Рис. 6. Rb-Sr ізохрона, побудована для порід Томашгородської дайки

у переважній більшості інших магматичних серій Світу. Подібно до цього, спостерігається кореляція між магнезійністю порід та їх ізотопним складом — з ростом магнезійності зростає значення як  $\epsilon\text{Nd}$ , так і  $\epsilon\text{Sr}$ . Останній факт свідчить, що ці варіації відображають не варіації у джерелі розплаву, а варіації, що виникли у магматичній камері під час фракціонування. Для однофазного інтрузиву така кореляція не мала б спостерігатись, оскільки всі породи кристалізувались із єдиного розплаву, який, за умов своєї гомогенності, повинен був би мати ідентичні ізотопні характеристики. Оскільки ізотопні характеристики проявляють залежність від складу порід, то, очевидно, або розплав був не гомогенним і вкорінювався у декілька фаз (докази чого відсутні), або в ході кристалізації розплаву відбувалась його взаємодія з вмисними породами, що і призвело до втрати ізотопної гомогенності. Втім у будь-якому разі ми не знаходимо пояснень характеру варіацій ізотопного складу стронцію та неодиму в породах Томашгородської дайки.

**Обговорення.** Співвідношення порід Томашгородської групи дайок з основними породами прутівського та осницького комплексів. Томашгородська група дайок тісно просторово асоціює з породами осницького комплексу, в тому числі з основними дайками цього комплексу. Близькість петрохімічних характеристик долеритів Томашгородської дайки і метадолеритів та метагабродів осницького комплексу протягом тривалого часу не дозволяли надійно їх розрізнити. Головними відмінностями між ними були помірний метаморфізм та, часто, гранітизація метабазитів осницького комплексу, а також істотно збільшений в них вміст  $\text{K}_2\text{O}$  та  $\text{P}_2\text{O}_5$ . З точки зору вмісту рідкісних та розсіяних елементів, базити осницького комплексу різко збагачені на Rb, Sr, Ba та збіднілі на V, Ni, Cu, Nb. Для діаграм розподілу РЗЕ характерний більш крутий нахил, у порівнянні з долеритами Томашгороду. Такі особливості геохімічного складу свідчать про істотно різні умови формування порід осницького комплексу і Томашгородської групи дайок. Окрім

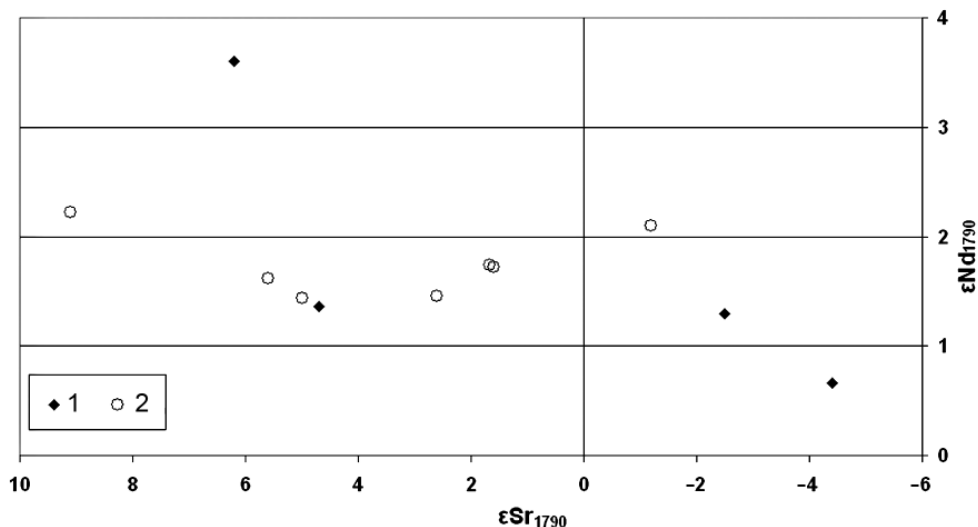


Рис. 7. Взаємна залежність ізотопного стронцію та неодиму в породах Томашгородської дайки (1) та Прутівського інтрузиву (2, за [4])

того, отримані відомості про вік долеритів Томашгороду однозначно свідчать про відсутність генетичних зв'язків з осницьким комплексом.

За петрографічним складом та геохімічними особливостями долерити Томашгородської групи дайок подібні до долеритів Прутівського інтрузиву. Завдяки цьому деякі автори відносили долерити Томашгороду та Прутівського масиву до однієї асоціації (трапової [6]), формації [1] або ж комплексу [3]. Отримані відомості про вік порід Томашгородської групи дайок та Прутівського масиву [5] свідчать про близькість значень віку формування цих двох геологічних тіл. Крім того, вони мають аналогічні ізотопно-геохімічні особливості, а саме ізотопний склад стронцію та неодиму (рис. 7).

Втім детальне порівняння геохімічних особливостей порід Томашгородської групи дайок та Прутівського масиву вказує на деякі відмінності. Так, долерити Прутівського масиву в цілому характеризуються набагато вищою магнезійністю та відносно зменшеним вмістом  $SiO_2$ . Проте ці особливості можуть бути пояснені більш контрастною диференціацією подібного розплаву. В той же час на спайдерграмах розподілу рідкісних та розсіяних елементів (рис. 5) видно, що породи Прутівського масиву, в порівнянні з Томашгородською дайкою, характеризуються збільшеним вмістом барію, стронцію та фосфору (а також  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $Ni$ ). За цими ознаками Прутівський масив наближується до порід осницького комплексу. Розподіл РЗЕ в долеритах Прутівського інтрузиву характеризується більш крутим нахилом ліній розподілу, що також споріднює долерити Прутівського масиву з базитами осницького комплексу. При цьому концентрації легких РЗЕ в породах Томашгородської дайки та Прутівського масиву практично співпадають.

В цілому, наявні ізотопно-геохімічні, геохімічні та геохронологічні дані свідчать про спорідненість Томашгородської дайки та Прутівського масиву. Відмінності, що спостерігаються у складі їх порід, можна, очевидно, пояснити варіаціями у складі вихідного розплаву, а саме — різним ступенем фракціонування, контамінації або часткового плавлення.

*Походження та природа первинного розплаву.* Дослідження походження того чи іншого магматичного розплаву передбачає знання про його склад. Як відомо, в розшарованих (диференційованих) масивах склад порід значно відрізняється від складу розплаву, з якого ці породи кристалізувались. Тому такі породи (кумуляти) не можна прямо використовувати для дослідження походження розплаву.



Втім дані про їх склад можна використати для оцінки складу розплавів, з яких кристалізувались ті чи інші мінеральні парагенезиси. Для оцінки складу вихідного розплаву використовують також дані про середньозважений склад того чи іншого розшарованого масиву або дані про склад контактних (загартованих) їх ділянок.

Як зазначалось вище, контактні ділянки Томашгородської дайки зазнають значних вторинних змін, що не дозволяє використовувати їх для петрологічних побудов. В той же час вже на відстані 0,5–2 м від контакту можна знайти середньозернисті відміни порід, що певною мірою можуть розглядатись як такі, що репрезентують склад вихідного розплаву. На жаль, у нас відсутні надійні дані про склад мінералів більшості різновидів порід Томашгородської групи дайок (окрім пегматоїдних відмін), що не дозволяє перевірити гіпотезу про відповідність складу біляконтактних порід вихідному розплаву. Втім розташування фігуративних точок зазначених біляконтактних порід на варіаційних діаграмах (рис. 3) дозволяє припустити, що ця гіпотеза є вірною. Так, за магнезійністю біляконтактні породи розташовуються між піжонітовими і олівіновими долеритами, які є кумулятивними породами (і, отже, збагачені, у порівнянні з вихідним розплавом, на високотемпературні мінерали), і пегматоїдними долеритами, які явно збагачені на інтерстиціальний (залишковий) розплав. Тобто за складом вони відповідають певному початковому розплаву, який диференціювався на кумулятивну та залишкову складові.

Згідно з цим припущенням, вихідний розплав Томашгородської дайки мав низьку магнезійність — близько 37. Зважаючи на цей факт, можна стверджувати, що ми маємо справу не з вихідним мантіїним розплавом, а з його доволі пізнім диференціатом [9]. Геохімічні особливості біляконтактних порід дозволяють зробити певні висновки про природу вихідного розплаву. Так, нахил лінії розподілу РЗЕ ( $(La/Yb)_n = 2,4$ ) свідчить про високий рівень плавлення субстрату, за якого гранат (якщо він був присутній у джерелі) повністю переходив у розплав. Для типових гранатвмісних мантіїних парагенезисів це означає рівень плавлення не менше 30 %. Якщо гранат був відсутній у джерелі, то рівень плавлення міг бути і меншим. Втім розплави, що утворились за низьких (перші відсотки) рівнів плавлення мантіїного субстрату, характеризуються набагато вищими значеннями концентрації РЗЕ. Відносно низькі значення концентрації (на рівні 40–10 разів, у порівнянні з хондритом) свідчать про високий ступінь плавлення.

Розподіл рідкісних і розсіяних елементів у первинному розплаві характеризується плавним поступовим зменшенням хондрит-нормованого рівня концентрації від найбільш некогерентних елементів до когерентних; на фоні цього зменшення присутні чіткі негативні піки барію, ніобію, танталу та стронцію, а також незначний — титану. Як відомо, негативна аномалія ніобію та танталу притаманна породам, походження яких пов'язане із розвитком острівних дуг або активних континентальних окраїн. Вони формуються за рахунок плавлення "мантіїного клину" (*mantle wedge*), розташованого над океанічною літосферною плитою, що занурюється у мантію. Відокремлення флюїдів (перш за все водних) від плити, що занурюється, призводить до плавлення розташованого вище мантіїного клину та до збагачення розплаву на гідрофільні елементи — торій, уран, рубідій, калій, барій. Нерозчинні у водних флюїдах елементи на зразок ніобію і танталу лишаються у плиті, що занурюється в мантію. Це і призводить до відносного зубожіння розплавів, що формуються за конвергентних тектонічних умов, на ніобій та тантал. У той же час негативні аномалії барію та стронцію в породах Томашгородської групи дайок потребують спеціального пояснення. Одне із таких пояснень може базуватись на спостереженні, що базити осницького комплексу різко збагачені, у порівнянні з долеритами Томашгороду, на стронцій та барій. Можливо, що джерело розплавів Томашгородської групи дайок було деплетовано раніше за рахунок виплавки первинних для осницького комплексу розплавів.

Наявні ізотопно-геохімічні дані, зокрема позитивні значення  $\epsilon Nd$ , свідчать

про формування вихідного для Томашгородської дайки розплаву з деплетованої мантії. В той же час це джерело мало підвищене значення відношення Rb/Sr, що було пов'язане, очевидно, з деяким дефіцитом стронцію.

*Тектонічна інтерпретація.* Визначення віку кристалізації Томашгородської групи дайок [5] та джерела їх вихідного розплаву дозволяє по-новому подивитись на тектонічні умови розвитку Волинського району УЩ в палеопротерозої. Перш за все, відзначимо, що інтервал часу в 1800–1780 млн рр. співпадає з часом початку розвитку крупного Коростенського анортозит-рапаківігранітного плутону. Втім наявні геохімічні відомості (в тому числі ізотопно-геохімічні) свідчать про відсутність прямого генетичного зв'язку між розплавами габро-долеритової асоціації, до якої ми відносимо Томашгородську дайку [5], та вихідними розплавами Коростенського плутону. Цілком можливо, що формування Коростенського плутону та розвиток порід габро-долеритової асоціації пов'язані з однією і тією самою тектоно-магматичною подією, але формувались із різних джерел і, можливо, за дещо різних тектонічних умов.

Як відомо [8], в період близько 1790 млн рр. відбувалося формування Білорусько-Балтійського гранулітового поясу. Згідно з [7], близько 1800 млн рр. тому відбулася колізія Сарматії (яка є одним із фрагментів Східно-Європейського кратону) з південними сегментами Фенноскандії. Значення  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  віку в інтервалі 1778–1736 млн рр., визначені для порід Білорусько-Балтійського гранулітового поясу, відповідають, за [7], вистиганню земної кори після колізійної події. Отже, формування габро-долеритової асоціації, так само, як і формування Коростенського плутону, відбувається вслід за процесом колізії двох крупних фрагментів Східно-Європейської платформи, які до того часу існували незалежно один від одного.

На думку автора, розвиток габро-долеритової асоціації може відповідати не процесам постколізійного вистигання земної кори, а власне колізії чи остаточному з'єднанню (так званий "*docking*") Сарматії та Фенноскандії. Очевидно, що формування такої крупної групи дайок, як Томашгородська, не може не бути пов'язаним з формуванням крупних розломних зон. Оскільки Томашгородська дайка приурочена до східної гілки Красногорсько-Житомирської зони, то цілком логічно припустити, що час формування Томашгородської дайки відбиває і час формування розломної зони в цілому. Колізія викликала появу значних зсувних напруг у корі Волинського району, що і призвело до формування цілої системи крупних розломів. Ці розломи могли слугувати не лише каналами для підведення розплавів габро-долеритової асоціації, але також і для розплавів коростенського комплексу. Крім того, формування крупних розломів і саме могло сприяти формуванню значного обсягу нижньокорових розплавів за рахунок декомпресійного плавлення.

Розломні системи, подібні до Красногорсько-Житомирської або Горинської (яка також містить дайки, подібні за складом до Томашгородської), формуються, очевидно, в умовах стабілізованих платформ або субплатформ. Габро-долеритова асоціація також розвивається не в орогенних умовах (подібно до осницького або букинського комплексів), а в умовах субплатформної (або навіть платформної) активізації.

**Висновки.** Томашгородська група дайок – унікальне за масштабами геологічне утворення. Породи, якими складені дайки групи, являють собою типові долерити, що за хімічним складом належать до нормальних толеїтів. У межах дайкових тіл спостерігається помітна диференціація порід за мінеральним та хімічним складом. Втім простежити просторові особливості такої диференціації на даному етапі досліджень не вдається через брак матеріалу. В цілому, можна стверджувати, що середньозернисті піжонітові та олівінові долерити є кумулатами, збагаченими на високотемпературні мінерали, в той час як пегматоїдні відміни порід кристалізувались із залишкового розплаву. Склад біляконтактних порід відповідає складу вихідного розплаву. За своїм хімічним складом породи Томашгородської

групи дайок суттєво відрізняються від базитів осницького комплексу та наближаються до порід Прутівського інтрузиву. Геохімічні та ізотопно-геохімічні (ізотопний склад стронцію та неодиму) дані свідчать про походження вихідних розплавів Томашгородської групи дайок за рахунок значного (~ 30 %) плавлення деплетованої мантії. Можливо, ця мантія зазнала попереднього плавлення під час формування розплавів осницького комплексу.

На думку автора, формування вихідних розплавів Томашгородської групи дайок пов'язане з процесами остаточної колізії та з'єднання двох крупних сегментів Східно-Європейської платформи, а саме Сарматії та Фенноскандії. Очевидно, цей процес спричинив плавлення літосферної мантії (а також нижньої кори, за рахунок якої розвивались вихідні розплави коростенського комплексу) та формування крупних розломів у земній корі, по яких ці розплави і вкоринювались.

**Подяки.** Ця робота стала можливою лише завдяки підтримці і допомозі доброї людини та відмінного геолога — Леоніда Францовича Котвицького. Світлої його пам'яті автор присвячує цю статтю.

Аналітичні дослідження були виконані за сприяння наукових програм НАТО та *GEODE*.

1. *Бухарев В. П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1992. — 152 с.
2. *Долгова В. И., Бухарев В. П.* Некоторые особенности вещественного состава габбро-долеритов и долеритов Томашгородской зоны (Вольнский блок Украинского щита) // Геол. журн. — 1988. — № 5. — С. 126–130.
3. *Костенко Н. М.* Геология никеленосных гипербазит-базитовых комплексов северо-западной части Украинского щита: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. — К., 1991. — 20 с.
4. *Шумлянський Л. В.* Ізотопний склад стронцію, неодиму та сірки в породах Прутівського нікеленосного інтрузиву, північний захід Українського щита // Мінерал. журн. — 2005. — **27**, № 1. — С. 57–63.
5. *Шумлянський Л. В.* Нові відомості про ізотопний вік порід мезопротерозойської трапової (габродолеритової) асоціації Північно-Західного району Українського щита // Там же (подано до друку).
6. *Шумлянський Л. В., Зинченко О. В., Молякко В. Г.* Геологическое положение и особенности вещественного состава мезопротерозойской траповой ассоциации Северо-Западного блока Украинского щита // Там же. — 2002. — **24**, № 1. — С. 53–63.
7. *Bogdanova S. V., Page L. M., Skridlaite G., Taran L. N.* Proterozoic tectonothermal history of the western part of the East European craton:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints // *Tectonophysics*. — 2001. — **339**. — P. 39–66.
8. *Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R.* Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Ibid.* — P. 1–18.
9. *Cox K. G.* A model for flood basalt vulcanism // *J. Petrol.* — 1980. — **21**. — P. 629–650.
10. *Faure G.* Principles of isotope geology. — John Wiley & sons, 1986. — 589 p.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М. П. Семененка НАН України, Київ

Надійшла 19.07.2007

**РЕЗЮМЕ.** Рассмотрены геологическое строение, состав и происхождение пород Томашгородской группы даек. Сделаны выводы, что по своему химическому составу эти породы существенно отличаются от базитов осницкого комплекса и приближаются к породам Прутовского интрузива. Геохимические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о происхождении исходных расплавов Томашгородской группы даек за счет значительного (~ 30 %) плавления деплетированной манттии. Формирование исходных расплавов связано с процессами окончательной коллизии и соединения Сарматии и Фенноскандии.

**SUMMARY.** The paper deals with geological structure, composition and origin of the Tomashgorod dyke swarm. It is concluded that due to their chemical composition the rocks of the Tomashgorod swarm differ significantly from mafic rocks of the Osnitsk complex and resemble the composition of the Prutivka dolerite intrusion. Geochemical data evidence for the origin of the initial melts due to significant (ca. 30 %) partial melting of the depleted mantle source. Formation of the initial melts was related to ultimate collision and docking of the Sarmatia and Fennoscandia segments of the East-European craton.