

В. Я. Радзівіл

СТРУКТУРИ ПЛАТФОРМНОГО ЧОХЛА ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ*(Рекомендовано акад. НАН України І. І. Чебаненком)*

Охарактеризованы основные типы структур осадочного чехла Волино-Подолья. Приведены сведения об их взаимоотношениях между собой и структурами более высокого ранга (региональными). Максимальная обособленность и контрастность структур осадочного чехла проявляются периодически и увязываются с эпохами тектоно-магматической активизации, которые часто совпадают с началом седиментационных циклов. Они концентрируются в пределах зон или узлов, выделяющихся аномальной тектонической активностью. Характерна унаследованность структур различных поколений и разного ранга, в результате чего часто образуются многоэтажные структурные комплексы, соответствующие энергетическим центрам или зонам.

The general types of platform mantle structures from the Volyn-Podillia are described. Information of their relationship among themselves and the structures of higher rank (regional) are presented. The maximum isolation and contrast of the platform mantle structures are periodically revealed and may be connected with the tectono-magmatic activity epochs which are often coincided with the beginning of the sedimentary cycles. They are concentrated within the zones or nodes that are distinguished by their anomalous tectonic activity. Heredity of structures for the different generations and ranks is typical and as a result the multi-stored structural complexes relating to the energetic centers or zones are often formed.

Всебічне вивчення структур платформного чохла різного віку і рангу, їх інвентаризація і класифікація, визначення співвідношень між собою та регіональними структурами є необхідною передумовою вирішення фундаментальних проблем платформного тектогенезу, а саме: генезису цих структур, закономірностей їх еволюції, реконструкції геодинамічних умов їх формування, а також створення теоретичної бази і методик для прогнозу глибинних геологічних структур на основі особливостей будови приповерхневих частин осадового чохла і сучасного рельєфу.

Однак дослідженням у цьому напрямі, хоча вони далекі до завершення, не приділяється належної уваги [2, 3]. При структурних побудовах для окремих територій дослідники, як правило, орієнтуються на відомий набір структур (явно далеко не повний), установлених раніше на основі даних оглядових і дрібномасштабних робіт; при цьому побутує досить стійка думка, що існуючий список тектонічних (структурних) об'єктів не потребує значного поповнення і корегування. Це призводить до того, що часто при тектонічних узагальненнях не враховуються або ігноруються окремі різновиди

як регіональних, так і (ще більшою мірою) структур низького рангу, для виділення яких є досить фактичного матеріалу, а тектоноти́пи їх бувають доволі повно охарактеризованими в геологічній літературі (наприклад, різного рангу тектоно-магматичні структури — ТМС). Це зумовлює наперед відому неадекватність створюваних моделей структурі конкретної території, їх невиправдану схематичність і комплітаивність. Нерідко вони зводяться лише до "прив'язки" досліджуваних територій до певних глобальних або регіональних не завжди вдалим загальноприйнятими схем, не поглиблюючи й не деталізуючи їх.

Одним з найбільш сприятливих районів України для всебічного вивчення структур різних стратиграфічних комплексів платформного чохла є Волино-Подільська плита (ВПП).

Характеристика основних типів структур осадового чохла

Об'єктами вивчення є структури — складові частини структурно-стратиграфічних комплексів, структурних поверхів і ярусів — основних одиниць, які зазвичай виділяються при тектонічному районуванні платформ. Вони за визначенням є структурами високо-

порядковими (локальними). До них найбільш підходить дифініція тектонічних структур В. Є. Хаїна [19], як "...конкретных, в большей или меньшей степени обособленных друг от друга участков земной коры (у нас — частин осадового покриву), отличающихся от смежных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород"; при цьому підкреслено, що ці відмінності відображають особливості тектонічного режиму в період формування таких структур. Літологічний склад і внутрішню будову вважає основною відмінною ознакою регіональних структур І.І. Чебаненко [20]. Очевидно, це розповсюджується і на локальні структури.

Найбільш поширеними структурами осадового чохла Волино-Поділля є локальні підняття і депресії (западини). Вони досить різноманітні за будовою. В плані мають ізометричну, овальну, еліпсоподібну, складну "неправильну" форму. Розміри їх зазвичай — перші кілометри, деякі досягають перших десятків кілометрів у поперечнику. Амплітуда підняття (опускань) від 10—30 до 80—100 і навіть 150—170 м. Обмеження цих структур різні — від різких, чітких, градієнтних до плавних, поступових. Різною мірою вони підкреслені і фаціальними відмінностями відкладів чохла

Розрізняються локальні підняття двох видів [2]. Перша група представлена структурами облямування, закладення яких відбувається на основі ерозійно-тектонічних форм рельєфу фундаменту і які формуються як в процесі пасивного облягання верствами виступів рельєфу дна басейну осадконакопичення, так і конседиментаційних і постседиментаційних рухів окремих блоків фундаменту, тобто обумовлених причинами, які прийнято вважати тектонічними. Другу групу складають куполоподібні підняття, що сформовані тектонічними процесами в постседиментаційний час і не проявляються в рельєфі основи (фундаменту) і фаціях осадових товщ. В районі Подільського і Дубровицького виступів, де ці структури найбільш повно вивчені, переважають підняття першого типу.

В якості складових частин локальних підняття і депресій виступають [2] прирозломні складки, пологі лінійні складки, флексури різного розміру, що, як правило, пере-

ходять з глибиною в розривні порушення, локальні розломи (безамплітудні і зі зміщеннями верств), зони дроблення, дрібні блоки до 250—300 м у поперечнику, зсувні складки, різного походження тріщини.

Морфологічні особливості структур, речовинний склад і взаємовідношення утворюючих їх геологічних тіл несуть інформацію про їх генезис, однак достатній аналіз в цьому напрямі зазвичай не проводиться. Всі вони априорі вважаються ерозійно-тектонічними, ерозійними або тектонічними. Однак є підстави вважати, що їх генезис більш різноманітний.

Широке розповсюдження мають осередкові тектоно-магматичні кільцеві структури (КС). Розрізняються [4] структури другого (6—35 км) і третього (сотні метрів — 6 км у поперечнику) порядків. Їх основні ознаки зумовлені речовинним складом, формою, взаємним положенням магматичних тіл різної глибинності. Ці чинники визначають своєрідний характер фізичних полів, завдяки чому ці структури надійно прогнозуються. Більшість із них сформувались в волинський час внаслідок базальтового вулканізму. На відміну від структур, складених тільки породами осадового генезису — складових частин лише одного структурно-стратиграфічного комплексу, вони мають глибокі "корні" і проявляються на декількох стратиграфічних рівнях. У волинській серії це переважно вулканічні породи різних фацій і субвулканічні тіла різноманітної форми і розміру; у поліській серії та у верхніх частинах кристалічного фундаменту — кореневі субвулканічні тіла. На цих рівнях, доступних для вивчення геологічними методами, обов'язковими складовими КС є кільцеві (полігональні) активні пограничні зони і відносно стабільні центральні блоки. В межах кільцевого облямування сконцентровані численні дайки і штоки, що відповідають магмопровідним каналам, конічні і кільцеві розриви, окремі вулкани центрального типу і моногенні вулкани, жерловини, лавові конуси і вали, екструзивно- та інтрузивно-купольні структури, структури обвалення, локальні відносні підняття поверхні довулканічних комплексів. Характерна велика різноманітність порід, мінливість залягань шаруватих вулканогенно-осадових товщ, нахилу смугастості і сланцюватості. Цент-

ральні частини цих КС по поверхні кристалічного фундаменту, поліської і волинської серій являють собою загальні пологі депресії, рідше — куполоподібні підняття, ускладнені численними підняттями і депресіями більш високого порядку, що іноді групуються в прямолінійні (радіальні) і дугові зони. Тут переважають вулканічні фації проміжних і віддалених зон, серед яких шаруваті туфи і вулканогенно-осадові породи. Розчленованість рельєфу до- і поствулканічних поверхонь центральних частин конкретних КС, ступінь їх переробки магматичними процесами різні, в ряді випадків вона носить значна.

Своєрідна група тектоно-магматичних КС обрушення виділяється на Волині (Кухітсько-Вольська, Перекалівська, Серхівська, Чорторійська, Бродичівська, Ратищанська, Сірченська та ін.). Вони встановлені на ділянках, що зазнали значних постпалеозойських підняттяв, де верхньопалеозойські відклади майже повністю еродовані і волинські вулканіти залягають на незначних глибинах. Розмір їх від сотень метрів до 4—5 км у поперечнику, борти круті, обривисті. Амплітуда опускання поверхні кристалічного фундаменту та інших структурно-стратиграфічних підрозділів досягає 300—400 м. Ці структури чітко виділяються в вигляді реліктових "плям" відносно молодих порід серед більш давніх (кембрійських, силурійських і девонських на фоні поліської, волинської та валдайської серій), локальним різким підвищенням (у кілька разів) потужностей мезозойських та кайнозойських відкладів. Однією з їх особливостей є наявність поліміктових експлозивних брекчій, що складають ін'єктивні тіла різноманітної форми; останні приурочені переважно до пограничних частин цих структур, до їх дугових (кільцевих) та радіальних елементів, вузлів їх перетину. Уламки брекчій представлені різноманітними породами пізньопротерозойського, кембрійського, силурійського, девонського віку, рідше мончикітами, латитами, кімберлітами, зустрічаються поодинокі уламки порід кристалічного фундаменту. На основі цих даних час формування брекчій і відповідно структур обрушення визначається [15] як герцинський (девонський).

Значне поширення на Волино-Поділлі мають ізометричні локальні депресії і котло-

вини з різкими крутими обмеженнями, які проявляються в поверхні кристалічного фундаменту та поліської серії і виповнені несортованими, нешаруватими, строкатими за складом глинисто-грубоуламковими відкладами горбашівської світи, що залягають в основі волинської серії. Ці своєрідні породи багато дослідників вважають тилітами. Однак подібні ж утворення вендського віку, названі міктитами [6] і широко розповсюджені на території Східно-Європейської платформи, пов'язуються з формуванням сублужних магматичних комплексів і рифтових структур. У зв'язку з цим доречно нагадати, що існує гіпотеза про вибухове походження подібних утворень [8] і що елементи структурного рельєфу, подібні рельєфу догорбашівської поверхні (воронки вибуху, кратери діаметром до 4—5 км, експлозивні рови та улоговини), утворюються при експлозивно-фреатичних виверженнях і компенсаційних обрушеннях без значних викидів ювенільного магматичного матеріалу. Очевидно, такі умови, що характеризуються слабкими проявами суто магматичних вивержень, існують на певних етапах еволюції магматичного осередка. Структури ж, сформовані за участю процесів, супутніх магматичним, вважаються криптовулканічними [7]. Наведені припущення про генезис цих утворень підтверджуються деякими закономірностями їх формування, встановленими на Мощанській ділянці (правобережжя р. Горинь поблизу м. Славути). Тут К. Д. Столяренко та В. А. Єнтіним (дані 1980 р.) виділена однойменна КС до 8 км у поперечнику, що визначена як палеовулкан центрального типу. Намічені основні етапи еволюції та місце міктитів (горбашівської світи) у будові і формуванні цієї структури. Міктити нагромадились на початковому етапі еволюції магматичного осередку в межах КС у результаті компенсаційних опускань по пограничних кільцевих розломах над куполом, що здіймався. Пізніше відбулося загальне підняття і частковий розмив цих відкладів. Потім, в період максимальної тектоно-магматичної активізації (у берестовецький час) проявилися повторні компенсаційні осідання внаслідок інтенсивних магматичних вивержень і нагромадження грубоуламкового осадового і пірокластичного матеріалу відносно великої потужності.

Окрему групу складають кільцеві комплекси областей розповсюдження рифів. Аналіз наявних матеріалів показує, що рифові побудови являють собою серії відносно невеликих за розміром тіл — складових частин полігенних структур більш високого рангу, зокрема кільцевих комплексів, конформних структурам, що вже існували до їх утворення. Так, А. М. Оберемко та інші фахівці (1989 р.) вважають, що складне геоелектричне поле басейну середньої течії рік Стохід і Стир обумовлено наявністю в силурійських і девонських відкладах, в яких значну роль відіграють рифові побудови, складних, зокрема ізометричних, структур, можливо конформних КС волинського віку. На наявність ізометричних структур у Товтровій гряді, в будові якої велике значення мають рифові утворення тортонського і сарматського віку, звертали увагу М. Барбот-де-Марні та В. Д. Ласкарев, які вважали їх атолами. Е. Я. Жовінським (1967 р.) тут описані також міжрифові депресії ізометричної форми розміром до перших кілометрів у поперечнику, виповнені в центральній частині горючими сланцями та бурими глинами з прошарками бурого вугілля, облямовані гребенями і ланцюжками пагорбів, складених рифовими вапняками. Подібні структури групуються в смугу довжиною близько 50 км, що простежується в південно-східному напрямку вдовж Товтрової гряди від с. Фірмановка до с. Новоселиці.

Таким чином, рифові утворення виступають як індикатори структур, що часто конформні осередковим структурам центрального типу. В зв'язку з цим слід звернути увагу на тісну асоціацію біогермів з одновіковими або іншого віку магматичними породами. Так, багатьма дослідниками Волині відмічений парагенез нижньосеноманських рифових вапняків з вулканітами волинської серії (переважно з прижерловими і жерловими фаціями). Синхронність й просторова сполученість магматичних процесів і рифоутворення встановлена для різних районів Вірменії, Криму (Карадаг), Карпат та інших регіонів. Подібні асоціації повсюдно відмічаються для силурійських і міоценових відкладів Волино-Поділля. Це може свідчити як про одночасне з вулканічними виверженнями надходження в басейн седиментації речовин, що сприяли інтен-

сивному розвитку рифоутворюючих організмів, так і про періодичну зміну магматичної активності флюїдодинамічною при сталому успадкованому положенні енергетичних осередків і провідних каналів.

Карстові воронки досить часто зустрічаються в мезозой-кайнозойських відкладах переважно карбонатного складу і в хемогенних породах. Розміри їх до десятків, рідше сотень метрів у поперечнику. Глибина — десятки метрів. Борти круті, обривисті. Воронки виповнені несорттованим, грубоуламковим матеріалом. Існує думка, що утворення значної частини озер Волині також пов'язане з карстовими процесами. За морфологічними особливостями та характером виповнюючого їх кластичного матеріалу вони подібні до описаних вище депресій, для яких допускається криптовулканічне походження.

В осадовому чохлі Волино-Поділля, як і багатьох інших платформних районів України, виділяються численні вузькі (шириною від сотень метрів до перших кілометрів) грабени з амплітудою прогинання до десятків, рідше сотень метрів. Вони зазвичай називаються мініграбенами, щільовими грабенами. Окремі грабени або зони, в яких вони концентруються і кулісоподібно заміщують один другого, просліджуються інколи на десятки і навіть сотні кілометрів.

Відомі в даний час щільові грабени за особливостями будови та їх співвідношенням зі структурами основи можна поділити на дві групи. Тектонотипом першої з них можна вважати Заболотів-Устечківську (Коломийську) структуру, простежену на відстань понад 90 км. Упродовж тривалого часу її вивчали багато геологів (В. В. Потапова, В. І. Утробін, В. А. Ващенко, М. Р. Ладженський, В. І. Антипов, І. Д. Гофштейн та ін.). Найбільш повно і всебічно, з урахуванням всіх наявних на даний час матеріалів, вона охарактеризована В. А. Ващенком (дані 1992 р.) на відрізку між селами Бересток і Стрільче. Міоценові відклади — опольська, тираська та косівська світи тортону "вкладені" в нижньодевонські утворення, представлені вапняками, алевролітами й аргілітами іванівської світи та перекриваючим їх строкатоколірним теригенним комплексом дністровської серії, що складають смугу шириною до 3—4 км, майже повністю позбавлену крейдових відкладів.

У цей час вона виділялась в вигляді лінійно-го підняття (архіпелагу) з крутими схилами, про що свідчить наявність вздовж його західної і східної границь крупноуламкових відкладів, складених слабоокатаними уламками строкатоколірних пісковиків нижнього девону, серед яких зустрічаються брили довжиною до 3—4 м. Ці відклади утворюють лінзоподібні тіла шириною по фронту 50—60 м, потужністю від 2,5 до 7—8 м. В.А. Ващенко вважає їх конусами виносу сельових потоків, що сформувалися в прибережних умовах, та віковими аналогами іоцерамових шарів верхньої крейди.

Ширина міоценового грабена — від 0,5 до 4,0 км. Повсюдно він обмежений розломами, що проявляються градієнтними зонами гравітаційного поля. Дно занурюється ступінчасто, по серії паралельних конседиментаційних скидів, падіння площин яких від 40 до 90°, найчастіше 50—60°. Скиди обмежують вузькі блоки-пластини, часто розгалужуються, кулісноподібно змінюють один одного. Поперечними розломами грабен розчленований на численні сегменти, довжина яких більша їх ширини, а також на мікроблоки — складові частини сегментів, що характеризуються певною автономією, яка проявляється в відмінності фаціальних особливостей і потужностей складаючих їх одновікових відкладів, напрямку і амплітуд рухів та ін. Мікроблоки іноді мають вигляд КС. Їх диференційовані рухи зумовлюють міграцію ділянок максимального прогинання і осадконакопичення рифту, в результаті чого останні можуть займати як осьове (центральне) положення, так і зміщуватись до одного із його бортів.

Заболотів-Устечківському грабену відповідає чітка зона лінійних гравітаційних мінімумів. На окремих її відрізках, зокрема в місцях зміни простягання, вона різко розширюється, в результаті чого утворюються кільцеві аномалії другого порядку (біля с.м.т. Снятин, сіл Корчин та Хлібичин). Ці об'єкти заслуговують спеціальних досліджень: вони можуть відповідати центрам тектоно-магматичної або газово-флюїдальної активності.

Породи міоцену, що вивівають грабен, місцями дислоковані — нахил шарів досягає 10—30°. Дислокації проявляються також в інтенсивній брекчированості девонських порід основи.

Таким чином, основними особливостями цієї групи мініграбенів є їх приуроченість до осьових частин склепінних підняттяв основи та симетрична будова.

Для більшості ж відомих мініграбенів, віднесених до другої групи, характерний різко асиметричний поперечний профіль, обмежений час формування, приуроченість до бортів горстових підняттяв. Вони є характерними структурами різних структурно-стратиграфічних комплексів. Типовим представником цієї групи можна вважати виділений В. Л. Приходьком з співавторами (дані 1988 р.) в районі м. Ратне Малоритський грабен (систему грабенів) шириною 0,7—0,8 км і протяжністю близько 58 км. Він виділяється за відносно підвищеною потужністю відкладів стохідської (балтійська серія) та домініпільської світ (бережківська серія) нижнього кембрію, а також проявляється в рельєфі поверхні кристалічного фундаменту. Південно-західний його борт крутий, різко піднятий, північно-східний — пологий. Вісь максимального прогинання зміщена на південний захід від геометричного центра. Вірогідно, в даному випадку ми маємо справу з системою накладених різновікових грабенів. У цьому районі відомі також подібні структури північно-східного простягання. Характерна чітка приуроченість їх до обмежень горстових блоків (Дубровинського, Хотиславського та ін.).

До цього типу структур відносяться лінійні депресії, що простягаються в субширотному напрямку від околиць м. Горохів на схід до Повчанських дислокацій і вивінені відкладами юрського віку; ці депресії встановлені М. І. Гриценком (1992 р.). Вони врізані в поверхню палеозойських порід на глибину близько 100 м, обмежені крутими бортами. Подібна грабеноподібна депресія північно-західного простягання, ускладнена численними ізометричними западинами різного віку, встановлена В. Я. Іванченком (1984 р.) в верхів'ях річок Збруч та Південний Буг. Щільові грабени особливо широко проявляються в основі альпійського седиментаційного циклу, в альб-сеноманський і міоценовий час і, як правило, вважаються похованими долинами.

Природа цих структур однозначно не встановлена; найімовірніше, вони полігенні і є результатом взаємодії багатьох факторів.

Про це певною мірою можуть свідчити відмінності в їх будові, які проявляються в наявності або відсутності симетрії. Б. І. Власов (дані 1972 р.) порівнює їх з авлакогенами, підкреслюючи ряд відмінностей (відсутність вулканізму, малі розміри, стислий час існування). Однак в цих структурах інтенсивно проявляється газово-гідротермальна діяльність зі значним привнесом кремнезему, фосфору, сірки та інших елементів і формуються високопорядкові структури, конформні тектоно-магматичним, тобто в них проявляються і ознаки енергетичної і флюїдної активності. В. Н. Утробін [18] вважав їх пасивними в тектонічному відношенні долинами, виповненими відкладами підвищеної потужності і знівельованими в процесі певного седиментаційного циклу. Багато дослідників (В. І. Антипов, І. Д. Гофштейн та ін.) прийшли до висновку, що ці западини розвивались в конседиментаційному режимі і в їх формуванні провідну роль відігравали тектонічні рухи. Обидві точки зору опираються на незаперечні факти. Їх різке протиставлення в світлі ідей тектоогенії про єдність структури і рельєфу видається безпідставним.

Взаємовідношення й еволюція структур

З'ясування взаємовідношення структур осадового чохла між собою, а також зі структурами більш високого ієрархічного рівня є основою як для правильного розуміння будови окремих регіонів платформних областей, так і особливостей їх геологічної історії. Тому вони характеризуються в двох аспектах: а) співвідношення структур різного типу і ієрархічного рівня, б) співвідношення структур різного віку.

Детальний аналіз локальних структур нижньої частини осадового чохла (поліської серії) виконано для району м. Дубровиці (Рівненська область), де ці відклади і кристалічний фундамент залягають на незначних глибинах і розкриті численними свердловинами. Тут по поверхні кристалічного фундаменту виділяється однойменне куполоподібне підняття (виступ) розміром близько 40x35 км. Аналіз геофізичних полів району з урахуванням емпірично встановлених для ВПП взаємозв'язків між їх особливостями і речовинним складом дорифейських фор-

мацій, а також особливостей поверхні кристалічного фундаменту дозволяють виділити в межах виступу ряд КС другого порядку розміром від 10 до 12—25 км у поперечнику, які є основним типом організації структурно-речовинних комплексів кристалічного фундаменту. КС фундаменту складаються з відносно активного розломного обмеження, що супроводжується численними різновіковими дорифейськими (вірогідно, і більш молодими) магматичними утвореннями основного і середнього складу, а також центрального блока, менш переробленого тектоно-магматичними і гідротермально-метасоматичними процесами. Першим у поверхні кристалічного фундаменту відповідають ланцюжки підняття і відносно інтенсивно розчленованого рельєфу, другим — пологі мульди.

Локальні підняття і депресії цього стратиграфічного рівня, як правило, просторово тісно спряжені і групуються в зони або вузли, які характеризуються аномально розчленованим рельєфом поверхні кристалічного фундаменту та аномальною літолого-фаціальною строкатістю поліської серії, що пов'язується зі своєрідним палеогеодинамічним режимом підвищеної тектонічної й енергетичної активності. Вони займають закономірне положення відносно згаданих вище структур фундаменту. Значна кількість сполучених локальних підняття і депресій сконцентрована по периметру Дубровицького виступу і складаючих його КС; значно рідше зближені підняття і западини зустрічаються в центральних частинах останніх і групуються в прямолінійні зони. Таким чином, подібні згущення локальних структур різного знаку успадковують елементи КС фундаменту і разом з тим є індикаторами останніх.

Приуроченість локальних структур цього стратиграфічного рівня до зони Подільського глибинного розлому, успадкування ними окремих структур кристалічного фундаменту встановлені для басейну річок Дністер [2], Горинь і Вілія в районі м. Рівне. В останньому випадку "строкаті фації" і груботеригенні породи основи платформного покриву виповнюють вузькі лінійні грабени та локальні депресії, що разом з суміжними підняттями групуються в зони підвищеної активності, що успадковано розвивались з дорифейського часу.

Локальні депресії в поверхні поліської серії або кристалічного фундаменту, виповнені міктитом горбашівської світи (базальних шарів волинської серії) в басейні нижніх течій Стоходу і Стиру, за даними В. Ф. Судовцева (1980 р.), тягнуть до розломних облямювань піднятих блоків — Видертинського, Судченського та ін., що знаходяться в межах Стохідської зони розломів, а також до південно-західного обмеження виступу фундаменту в районі с. Половлі. На північ від м. Рівне і на його околицях у вигляді ізольованого з різкими градієнтними границями гравітаційного мінімуму (до $-3,5$ мГл) виділяється КС до 10—12 км у поперечнику. Вона відповідає депресії, виповненій відкладами горбашівської світи підвищеної потужності і займає пограничне положення відносно магмоконтролюючої зони глибокого закладення. Подібна позиція і згаданій вище Мощанської КС, в межах якої також формувались груботеригенні несортіровані відклади цього віку. Серія локальних структур цієї групи облямовує також Славутське підняття.

ТМС волинського віку різного ієрархічного рівня пов'язані закономірними співвідношеннями. Окремі вулканічні тіла, моногенні палеовулкани, жерловини, серії дайок, лавові вали та інші елементарні форми групуються в зони — дугові і кільцеві, що обмежують тектоно-магматичні КС другого порядку, або прямолінійні — приповерхневі магмоконтролюючі зони (ПМКЗ) [11—13]. Останні просторово (в плані) збігаються або спряжені з серіями ступінчастих розломів, по яких поверхня кристалічного фундаменту зміщується на сотні метрів (до 300—400 м). В межах цих зон локалізовані доволінські щільові грабени; та й в період магматичної діяльності вони самі нерідко в цілому являли собою грабеноподібні структури. Часто вони є боковими обмеженнями глибинних магмоконтролюючих зон (ГМКЗ) [11—13].

Щільові грабени постволинського віку займають подібне структурне положення і просторово збігаються або тісно спряжені з більш давніми. Особливо чітко успадкованість цих структур різних поколінь проявляється на прикладі Малоритського грабена, який в поверхні кристалічного фундаменту виражений в вигляді серії ступінчастих розломів і лінійної депресії, у

волинський час — у вигляді ПМКЗ — зони кореневих фацій вулканітів, у вигляді мініграбенів — у стохідській і домінопільській час раннього кембрію. Подібні структури, намічені В.Ф. Судовцевим (1980 р.) за підвищеними потужностями нижньочорторійської і колківської світ могилів-подільської серії на межиріччі Стохід — Веселуха в їх нижніх течіях, орієнтовані субпаралельно південно-західному обмеженню Маневицько-Степанської КС [14].

Осередкові ТМС волинського віку складають той стійкий каркас (основу), який успадковують структури наступних поколінь. Вище були відмічені ознаки конформності їм ряду силурійських і девонських структур межиріччя середніх течій Стоходу і Стиру. Подібна успадкованість більш надійно підтверджується в районі м. Бучач, де за особливостями рисунка аномального гравітаційного поля і орогідрографічних елементів намічається однойменна КС до 25 км у поперечнику. До її південно-східного обмеження приурочене підняття інтенсивно розчленованої поверхні кристалічного фундаменту, розкритого поблизу с. Яблунівка на позначках -1664 і -1395 м. Утворення нижнього венду представлені грубозернистими аркозовими пісковиками горбашівської світи і залягаючими вище покривами базальтів з прошарками пірокластичних порід та аркозових пісковиків загальною потужністю до 40 м. Над ними розкриті рифові вапняки скальської серії з великорельєфними стилітовими швами, насичені фауною, місцями бітумами, нерівномірно перем'яті, дрібнокавернозні. Рифові утворення цього віку відмічаються В. А. Ващенком (1990 р.) і по південному обрамленню цієї КС поблизу с.м.т. Коропець та Пишківці. Таким чином, її погранична зона як у волинський, так і силурійський час відрізнялась підвищеною тектонічною й енергетичною активністю.

Подібні співвідношення різновікових структур характерні і для району Повчанських дислокацій. Тут, в основному за структурно-геоморфологічними даними, виділена [10] куполоподібна структура розміром близько 42×35 км. Її загальний куполоподібний характер підкреслюється також периклінальним заляганням порід крейдового віку і проявляється в рельєфі постпалеозойської поверхні. Просторово вона

збігається зі складним гравітаційним максимумом інтенсивністю до +1,5 мГл, а також з ділянкою неоднорідного магнітного поля, ускладненого численними локальними максимумами до +150 нТл, більшість з яких розміщується по її периферії і зумовлюється скупченнями на глибині — у дорифейському фундаменті і у нижній частині осадового чохла (волинській серії) магматичних порід основного складу. Це підтверджується даними по свердловині Повча-1, якою в складі кристалічного фундаменту, розкритого на глибині 2074—2145 м, встановлені потужні тіла амфіболітів, які чергуються з біотитовими гнейсами (в інших свердловинах, що розкрили кристалічний фундамент на прилеглих до даної структури територіях, він складений мігматитами). Велика потужність (близько 302 м) вулканітів волинської серії, коефіцієнт експлозивності яких становить близько 50%, може свідчити про їх формування поблизу вулканічного центра. По обмеженню куполоподібної структури М. І. Гриценко (1992 р.), за геофізичними даними, прогнозує наявність в волинській серії діапирових трубчастих структур. Таким чином, Повчанська куполоподібна структура на рівні волинської серії та нижче має ознаки осередкової, тектоно-магматичної. В її центральній частині по маркіруючому горизонту вапняків в основі живецького ярусу Г. А. Уженковим (1969 р.) окреслена брахіантикліналь північно-західного простягання розміром 14–16х9–10 км, асиметрична, з відносно крутим північним і пологим південним крилами. Склепіння її обрушено з утворенням грабена, амплітуда якого оцінюється в 150—170 м. На думку Г. А. Уженкова, він має в плані форму трикутника, однак наявні дані дозволяють інтерпретувати його і як кільцеву просадку, ускладнену секторіальними грабенами більш високого порядку.

Спираючись на наведені дані, можна охарактеризувати ряд етапів структурної еволюції цього району. В волинський час тут в межах ГМКЗ північно-західного простягання, що виділяється зазвичай як Шумський глибинний розлом, сформувалась (існувала) осередкова ТМС. Антиклінальне підняття другого порядку, що проявляється в рельєфі поверхні девонських відкладів, займає її центральну частину і, ймовірно, успадковує окремий палеовулканічний центр волинсь-

кого часу близького розміру і форми, що підтверджується наведеними вище даними по свердловині Повча-1. Його формування Я. Самсонович (1950 р.) пов'язує з тектонічною фазою турнейського часу, а Н.А. Діденко і І.Є. Чернилевська (1957 р.) — з пізньогерцинськими рухами. Однак найбільш інтенсивний ріст антиклінального підняття та обрушення його склепіння зумовлені активізацією пізнього альбу — раннього сеноману, коли сформувався конседиментаційний грабен, вповнений відкладами крейдового віку аномально високої потужності.

На площі, що відповідає антиклінальному підняттю (Повчанським дислокаціям), в гелівет-сарматський час відбулися локальні занурення, де накопичились відклади відповідного віку. У подальшому вона зазнала інверсійного підняття, яке, судячи зі структурно-геоморфологічних даних, триває понині.

Формування різноглибинних і різновікових структур району Повчанських дислокацій обумовлено періодичною активізацією єдиного енергетичного центра, про що свідчать, поряд з наведеними даними, їх морфологічні особливості, відмічені деякими дослідниками. Г. А. Уженков (1969 р.) звернув увагу на подібність Повчанських структур до солянокупольних (і, очевидно, до інших діапирових утворень). Є. А. Левченко (дані Г. А. Уженкова, 1969 р.) пов'язував Повчанські дислокації з проявами інтрузивної магматичної діяльності. Як зазначалось вище, подібні структури можуть формуватись [8] і внаслідок газово-гідротермальних процесів, що супроводжуються фреатичними вибухами й осіданнями.

На Волині встановлені факти успадкування палеозойськими (девонськими) структурами обрушення вулканічних центрів волинського віку. Численні приклади просторового суміщення проявів магматизму волинського і палеозойського часу наведені М. А. Савченком [9]. В. І. Клушин [16] прийшов до висновку, що Бродичівська магнітна аномалія (Ратнівський район Волині) просторово відповідає давньому (волинському) похованому вулканічному апарату, породи якого залягають на глибині 730 м і мають зворотну намагніченість. Цей палеовулкан зазнав активізації в палеозойській (постси-

лурійській) час, що проявилось в процесах просідання, ін'єкціях магматичних порід і експлозивних брекчій. Як було зазначено вище, вулканічні апарати волинського часу концентруються переважно в прямолінійних ПМКЗ або по обмеженню КС другого порядку. Виходячи з цього, можна очікувати, що таке ж положення мають вулканічні центри палеозойського віку. Останні, як правило, проявляються в вигляді локальних депресій в альб-сеноманській і четвертиний час.

Взаємовідношення ТМС волинського і палеозойського етапів активізації з пізньо-альб-ранньосеноманськими локальними депресіями найбільш чітко проявляються в басейні нижніх течій Стоходу, Стиру і Горині, де мезозой-кайнозойські відклади незначної потужності залягають безпосередньо на вулканітах волинської серії або останні знаходяться на незначних глибинах.

На специфіку від'ємних локальних структур пізнього альбу — раннього сеноману звертали увагу багато дослідників; в ряді випадків відмічалися деякі особливості їх структурного положення, зокрема [4] приуроченість окремих ізольованих "плям" відкладів цього віку до північної периферії Маневецької КС, тобто до зони обмежуючих її розломів глибокого закладення (або ГМКЗ), а також концентрація локальних контрастних депресій в зонах, складених волинськими вулканітами, що виходять на докрейдову поверхню, які проявлялись в пізньоальб-ранньосеноманський час у вигляді смуги суші або архіпелагу з контрастним гористим рельєфом.

В районі населених пунктів Маневичі — Рафалівка — Степань — Дубровиця встановлені [4, 14] численні КС другого і третього порядків волинського віку, тектоно-магматична природа яких обгрунтована геологічними даними. В роботі [4] наведені досить повні дані про залежність складу і потужностей крейдових відкладів від особливостей будови КС та їх елементів. За цими ознаками КС цього рангу можна поділити на дві групи.

1. КС, центральні частини яких зазнають глибоких занурень протягом всього пізньо-альб-ранньосеноманського часу. Характерними представниками цієї групи є Більська, Великоозерцівська, Галузійська та інші КС. Рельєф їх докрейдової поверхні дуже склад-

ний. Так, у Більській КС її позначки змінюються від -132,0 до -343,0 м. Депресії мають дрібноблокову будову; окремі блоки характеризуються автономністю, що проявляється в значних коливаннях потужностей певних стратиграфічних підрозділів. Границі волинських і крейдових кільцевих комплексів, а також окремих блоків майже повністю збігаються. Контрастність останніх в цілому та їх елементів з часом згладжується, відповідно зменшується амплітуда прогинання, нівелюються і "розпливаються" їх контури. Зменшення з часом контрастності рухів і вирівнювання умов осаконакопичення відбиваються в грибоподібній формі поперечного профілю виповнюючих від'ємні структури тіл осадових порід. У кінці сенону відбувається інверсія вказаних структур: по поверхні цих відкладів вони являють собою куполоподібне підняття.

Більська, Галузійська та Великоозерцівська КС другого порядку, а також Південно-Більська третього, що слугує сполучною ланкою між двома першими, є складовими частинами грабена, що обрамляє Мульчицький блок з південного сходу і сходу [14]. На північному відрізку останнього максимальні прогинання пов'язані з КС третього порядку — Лотоцькою-1 і -2, що знаходяться в його межах.

До цієї групи відноситься також Червищенська КС, яка сформувалась в волинський, а, можливо, і в дорифейський час [4]; її відповідає "система Кухотської крейдової депресії". Центральна частина вказаної КС по докрейдовій поверхні являє собою глибоку депресію, складно розчленовану на ряд рукавів і заток; по її обмеженню розташовані виступи домезозойської основи, що піднімаються над депресією на 80—100 м. Конфігурація депресії підкреслена границею поширення верхньоальбських відкладів, а її складна неоднорідна будова — частою зміною потужностей. Максимальні потужності (до 40,6 м) приурочені до ізометричних локальних депресій більш високого порядку по обмеженню Червищенської КС, частина з яких успадковує палеозойські структури обрушення (зокрема, в районі с. Кухітська Воля).

Наведені дані ілюструють чітку успадкованість ізометричними пізньоальб-ранньосеноманськими депресіями вулканічних

центрів волинського і пізньопалеозойського віку, їх групування в лінійні зони (грабени) вздовж магмоконтролюючих розломів три-валого розвитку.

2. Велика група тектоно-магматичних КС другого порядку відрізняється тим, що їх центральні частини наприкінці альбу являли собою куполоподібні підняття. Обмежені по площі ділянки (басейни) осаждонакопичення існували періодично впродовж незначного часу в межах окремих сегментів кільцевого обмеження, уздовж радіальних і кільцевих елементів КС, в межах КС третього порядку, що ускладнюють ці структури. В багатьох КС відмічаються [4] рифові утворення альбського віку, які свідчать про їх активізацію в цей час.

КС обох груп проявляються в вигляді відокремлених об'єктів також і в новітній час. Більшість з них, а також їх елементи досить впевнено виділяються на аерофотознімках за особливостями сучасного орографічного рисунка; нерідко до них приурочені глибокі (десятки метрів) воронки, виповнені несортированими теригенними відкладами неогенового і четвертинного віку відносно великої потужності, глибокі карстові (провальні) озера.

Таким чином, успадкованість кільцевих комплексів волинського, девонського, пізньоальб-ранньосеноманського і неогенового часу проявляється в збереженні форми (обрисів), розміру, місця положення структур.

Зв'язок ізометричних депресій і грабенів пізнього альбу — раннього сеноману з розломами (зонами активізації) встановлений для багатьох районів Волино-Поділля. Так, на Ковельському піднятті одна з ерозійно-тектонічних депресій (долин) цього віку, за даними В. Ф. Судовцева (1990 р.), південним крилом стикається з Володимир-Волинським розломом. У районі м. Ратне, за матеріалами Я. О. Косовського (1992 р.), мініграбени крейдового віку успадковують структури подібного типу попередніх поколінь і магмоконтролюючі зони волинського і, вірогідно, палеозойського віку. В. Ф. Судовцев (дані 1984 р.) звернув увагу на приуроченість різких перепадів рельєфу підосви верхньоальб-нижньосеноманських відкладів до зон розломів в районі міст Рівне, Острог і Славутич.

Подібні закономірності відмічені В. Я. Іванченком для межиріччя Південний Буг — Збруч (дані 1985 р.).

Для південно-західної частини ВПП встановлена досить чітка приуроченість до зон розломів більшості локальних ізометричних і грабеноподібних депресій початкових стадій міоценової трансгресії, часто виповнених вугленосними відкладами. Зокрема, локальні депресії гелветського віку сконцентровані уздовж Перемишлянсько-Залещанської ГМКЗ, маркуючи останню на цьому стратиграфічному рівні. Ряд депресій, виповнених вугленосними глинами з прошарками бурого вугілля різного віку (від крейдового до четвертинного), групуються в смугу по лінії сіл Гнилиці — Ланківці, що свідчить про її розвиток в особливому режимі протягом всього альпійського тектоно-магматичного циклу.

Співвідношення тортонських і сарматських структур між собою і більш давніми найбільш чітко проявляються в Товтровій гряді. В її південно-східній частині Е. Я. Жовінським (дані 1967 р.) виділена смуга вапняків з незначною кількістю пісковиків і вуглистих глин, віднесених, слідом за В. Д. Ласкаревим, до фації тесової банки. Потужність цих відкладів змінюється від 12,7 до 99,3 м, досягаючи максимальних значень в центрі поля їх розвитку. Особливі умови, великі швидкості накопичення відкладів свідчать про існування тут у цей час вузького грабена або системи грабенів, проявлених в палеорельєфі морського дна в вигляді підводної долини. Його осьова частина трасується рифовими вапняками гряди. Грабен (система грабенів) ускладнений локальними ізометричними структурами, охарактеризованими вище.

Вважається, що Товтрова зона існувала як відокремлена єдина структура з підвищеною тектонічною активністю протягом всієї відомої геологічної історії [5]. З раннього кембрію в її границях існував вал (серія підняттів), що підтверджується розміщенням фацій бережківської серії нижнього кембрію. У силурі (мукшинський, малиновецький, скальський час) також відбувалися відносні підняття і формувалися строматопорово-коралові біогерми. У сеномані [17] тут існував видовжений в північно-західному напрямку острів (архіпелаг), який перед

тортонською трансгресією виступав у вигляді пологого підняття. Рифові фації і щільові грабени міоцену приурочені до східного схилу цього підняття.

Однак питання, чи відповідає сучасна Товтрова гряда єдиній структурі тривалого розвитку, чи успадковує на окремих її відрізках різні за рангом і особливостями еволюції активізовані структури, в даний час не може бути вирішене однозначно. Сумніви в правильності першої точки зору викликає те, що окремі відрізки гряди приурочені то до південно-східної, то до південно-західної границь ГМКЗ північно-західного простягання, на окремих ділянках перетинаючи останню. Північно-західний її відрізок (аркуш М-35-XX "Тернопіль") розсікає відносно стабільний блок і, вірогідно, успадковує зону активізації більш низького рангу.

Вісь Заболотів-Устечківського грабена, що є тектонотипом першої групи мініграбенів, для яких характерна приуроченість до центральних частин лінійних валоподібних підняттяв докрейдової (девонської) поверхні, за даними В. А. Ващенко (1992 р.), збігається з зоною розлому, простеженою геофізичними методами в кристалічному фундаменті. Останній приурочений до ГМКЗ. Міоценовий же грабен Товтрової гряди ближче до мініграбенів другої групи, які займають пограничне положення між двома блоками, що зазнають різнонаправлених рухів.

Висновки

1. Локальні структури платформного чохла різного генезису і віку нерівномірно розподілені по площі: вони групуються в зони і "вузли", для яких характерна висока розчленованість і контрастність рельєфу їх основи і в яких найбільш чітко проявились також ознаки тектоно-магматичної активізації (формування і регенерація ТМС низьких рангів, інтенсивні прояви газопо-гідротермальної діяльності, утворення рифів, диз'юнктивні, ін'єктивні дислокації та ін.). Таким чином, локальні структури можна вважати індикаторами зон і ділянок активізації. Останні протиставляються відносно стабільним блокам. Ці два типи структур, що дуже розрізняються за палеогеодинамічними показниками, проявляються на різному ієрархічному рівні. Во-

ни повинні бути основними об'єктами тектонічного картування.

2. Процеси активізації і відповідно максимална контрастність структур осадового чохла проявляються періодично. Їх максимумами пов'язуються з початковими етапами седиментаційних циклів, зі зміною континентального режиму морською трансгресією. Грабеноподібні структури, основа яких в цей час інтенсивно занурювалась, часто успадковують річні долини, що були закладені по зонах розломів. Тут створюються особливі умови осадконакопичення. Таким чином, особливості страто- і тектогенезу зумовлені не тільки відстанню певної ділянки морського басейну від берегової лінії, а й наявністю проявлених в рельєфі морського дна сформованих раніше структур.

3. Взаємовідношення між площовими (кільцевими) і лінійними структурами проявляються насамперед в зміні їх підпорядкування зі зміною ієрархічних рівнів. Так, щільові грабени часто приурочені до бокових обмежень ГМКЗ — складових частин кільцевих комплексів першого порядку [11, 12]. Грабени певних стратиграфічних рівнів ускладнені КС більш високого порядку, зокрема тектоно-магматичними, осередковими. В свою чергу, останні по периметру облямовані лінійними дуговими депресіями і поділяючими їх виступами ще більш високого порядку.

4. Структури різного віку, розрізняючись за будовою і генезисом, успадковують більш ранні (накладаючись в плані або дещо зміщуючись) і утворюють в сукупності багатопверхові комплекси, які відповідають центрам і зонам енергетичної активності, в межах яких концентрувались магмо- і флюїдопровідні канали. Як у процесі магматичної діяльності, так внаслідок інших форм активізації формуються подібні морфологічні типи структур (переважно КС).

Тісний просторовий зв'язок різноманітних дислокацій первинних структурних форм осадового платформного чохла з проявами ендегенної активності (магматизмом, газопо-гідротермальною діяльністю та ін.) може свідчити про синхронність і спорідненість цих процесів.

5. Виходячи з визначення тектонічної структури та основних факторів, що вплива-

ють на формування структур платформного чохла, останні можна поділити на дві групи.

А. Конседиментаційні, що є результатом різних умов осадконакопичення, зумовлених диференційованими рухами окремих ділянок седиментаційного басейну. Вони виділяються по рельєфу поверхні основи певного стратиграфічного комплексу і за фаціальними особливостями відкладів (передусім за зміною потужностей одновікових товщ) і в основному зберігають свою первинну форму.

Б. Значно змінені дислокаціями, які можуть проявлятися як під час або безпосередньо слідом за осадконакопиченням, так і бути розділеними з ним значним відрізком часу. Сюди відносяться, зокрема, ТМС.

Представники першої групи є складовими частинами певних структурно-стратиграфічних комплексів. Структури другої групи можуть проявлятися в ряді комплексів, навіть в усьому розрізі осадового чохла і в кристалічному фундаменті.

6. Ознаки, що зумовлюють суть певної первинної структури платформного чохла, визначаються в процесі формування основних її елементів; очевидно, в цьому проявляється суть положення [1] про єдність текто- і стратогенезу. Геологічні тіла — елементи цих структур утворюються двома шляхами. Більшість із них є продуктами стратогенезу; на окремих територіях періодично формуються комплекси магматичних порід, пневматоліто-гідротермальних утворень.

Геодинамічний режим певної ділянки земної кори зумовлює, з одного боку, інтенсивність процесу тепломасопереносу і, зокрема, можливість прояву потужного фактора структуроутворення — магматизму; з іншого — він впливає на склад осадових відкладів двома шляхами. В результаті привносу речовини з глибин Землі в певних місцях накопичуються органогенні (зокрема, рифові) вапняки, соленосні та інші комплекси хемогенних порід. Крім того, тектонічний режим обумовлює особливості рельєфу басейну осадконакопичення, який відігравав основну роль в розміщенні теригенних і менше — інших фацій.

Виходячи з наведеного, визначається необхідний мінімум даних для виділення конкретних структур осадового чохла:

а) всебічний аналіз фацій певних стратиграфічних підрозділів; б) по можливості максимально детальні карти рельєфу структурно-геоморфологічних поверхонь, насамперед тих, на яких структури проявляються з максимальною контрастністю.

Стратогенез є поєднанням двох полярних процесів: руйнування (повного чи часткового) існуючих та формування нових структур. Просторові і структурні співвідношення між структурами різних поколінь багато в чому є ключем до розуміння особливостей будови і розвитку окремих територій, тобто основою для тектонічного районування по історії розвитку [19], що повинно стати основним змістом тектонічних карт України на новому етапі вивчення її структури.

1. *Бондарчук В. Г.* Основные вопросы тектоогенеза. — Киев: Изд-во АН УССР, 1961. — 382 с.
2. *Великанов В. А.* Основные типы локальных структур осадочного чехла Подолии // Геотектоника Вольно-Подолии — Киев: Наук. думка, 1990. — С. 187—203.
3. *Великанов В. А., Педанюк Ю. І.* Актуальні питання вивчення і картування тектоніки і структурних форм платформного чохла (у зв'язку з геологозйомочними роботами і складанням Держгеолкарти-200) // Мінер. ресурси України. — 2006. — № 3. — С. 32—37.
4. *Геология Маневичской кольцевой структуры / Отв. ред. Семененко Н. П.* — Киев: Наук. думка, 1985. — 162 с.
5. *Знаменська Т. О.* Товтровий кряж та його місце у структурі південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи // Геол. журн. — 1976. — Т. 36, № 5. — С. 54—63.
6. *Копылова Н. Н.* К вопросу о нижневендских тиллитах — микритах как индикаторах рифтогенеза // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXУ1 Тектон. совещ. — М.: МЕОС, 2003. — Т. 1. — С. 268—272.
7. *Лучицкий И. В.* Основы палеовулканологии. — М.: Наука, 1971. — Т. 1. — 480 с.
8. *Мелекесцев И. В.* Вулканизм и рельефообразование. — М.: Наука, 1980. — 212 с.
9. *Палеовулканизм Украины / Отв. ред. Слипченко В. А.* — Киев: Наук. думка, 1984. — 251 с.
10. *Радзівілл А. Я., Знаменська Т. О., Куделя Ю. А.* Куполоподібні структури Волині // Тектоніка

- і стратиграфія. — 1975. — Вип. 7. — С. 12—25.
11. Радзівіл В. Я., Радзівілл А. Я. Ієрархічний ряд тектонічних і тектоно-магматичних структур Волино-Поділля // Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень. — К.: Логос, 2004. — Вип. 7. — С. 45—53.
 12. Радзівіл В. Я., Радзівілл А. Я. О структурном положении очагов вендского вулканизма Вольно-Подолли // Геол. журн. — 2004. — № 4. — С. 36—43.
 13. Радзівіл В. Я., Радзівілл А. Я. Очаговые тектоно-магматические структуры — центры энергетической активности длительного развития и основные флюидодинамические каналы Земли // Энергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. — К.: Київський університет, 2006. — С. 194—198.
 14. Радзівіл В. Я. Маневицько-Степанська кільцева тектоно-магматична структура: особливості будови й еволюції // Геол. журн. — 2007. — № 2. — С. 75—85.
 15. Савченко Н. А., Клушин В. И., Петрикан Р. П. и др. Тектоно-вулканические депрессии и "трубки взрыва" Припятского вала и западного склона Украинского щита (по геолого-геофизическим данным) // Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1976. — С. 80—91.
 16. Семенов Н. П., Савченко М. А., Клушин В. И. Прип'ятський вал. — К.: Наук. думка, 1976. — 179 с.
 17. Сеньковський Ю. М. Силіцити крейди південно-західного схилу Східно-Європейської платформи. — К.: Наук. думка, 1973. — 155 с.
 18. Утробин В. Н. Особенности тектонического строения внешней зоны Предкарпатского прогиба // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. — 1956. — № 5—6. — С. 25—41.
 19. Хаин В. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964. — 479 с.
 20. Чебаненко И. И. Теоретические проблемы современной геотектоники. Ст. 1. // Геол. журн. — 1985. — Т. 45, № 2. — С. 116—128.

Ін-т геол. наук НАН України,
Київ
E-mail:geoj@bigmir.net

Стаття надійшла
20. 03. 09