

УДК 551.435

Л. Тустановська, здобувач
Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ

НЕОТЕКТОГЕНЕЗ КАНІВСЬКОГО ПРИДНІПРОВ'Я НА ОСНОВІ СТРУКТУРНОЇ МОРФОМЕТРІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мін. наук, проф. В.М. Загнітком)

На основі структурно-морфометричних карт проаналізовано геологічну будову району Канівських дислокацій та простежено їх неотектонічний розвиток. Встановлено головні чинники та стадійність морфогенезу, прямі та непрямі зв'язки між давніми і новітніми геологічними структурами та формами сучасного рельєфу, виявлено ряд локальних структур діапирового походження.

Постановка проблеми та методика досліджень. Питання походження Канівських дислокацій – одне з найбільш цікавих питань геології України. Вже більше ста років точиться дискусія між геологами-прихильниками різних точок зору на їх генезис. Район Канівських дислокацій розміщений на схилах Українського щита. Таке положення району відбилося на його тектонічній природі. Унікальність району передусім полягає у складній геологічній будові його осадового покриву. Саме на Канівському Придніпров'ї завдяки деформації різновікових відкла-

дів утворилася складна структура (Канівські дислокації), що має складчасто-насувну будову, ускладнену різнопорядковими діапировими утвореннями.

Існуючі погляди на походження Канівських дислокацій можна звести до трьох. Одні дослідники вважають, що їх виникнення обумовлене ендегенними (тектонічними) силами, другі пов'язують це питання з екзогенними причинами (льодовиком), і нарешті, треті є прихильниками складного екзогенно-ендегенного (тектоногляціального) їх походження. Остання гіпотеза найпо-

ширеніша і найбільш аргументована. Разом з тим, співвідношення силових факторів новітнього структуроутворення залишається у деяких аспектах проблематичним. Оскільки, ці процеси так чи інакше проявляються у рельєфі району, то для вирішення ряду нерозв'язаних питань новітнього тектогенезу Канівського Придніпров'я залучено структурно-морфометричний метод, який дозволяє визначати величину некомпенсованих рухів земної кори та величину денудаційного зрізу, отримати амплітуди коливань висот рельєфу, а також поетапно досліджувати рухи земної кори та ерозійно-денудаційні процеси на окремих стадіях новітнього тектогенезу. Морфометричні карти дають можливість виявити не тільки тектонічні структури, виражені на земній поверхні але й глибинні, поховані локальні та регіональні форми рельєфу.

Метою роботи є проведення структурно-морфометричних досліджень для детального виявлення стадійності еволюції палеорельєфу в новітній період та вплив локальних вторинних структур на формування району.

Геологічна будова Канівського Придніпров'я та його відображення в рельєфі.

В геологічній будові Канівських гір беруть участь осадові породи, починаючи з тріасових і закінчуючи сучасними відкладами. Найбільший інтерес має та обставина, що саме тут відслонюються юрські відклади, які ніде на прилеглих територіях на поверхню не виходять, залягаючи на великих глибинах. Докембрійський фундамент занурений досить глибоко, тому в природних відслоненнях кристалічні породи не спостерігаються. Вони виходять на денну поверхню лише в 30 км на захід від досліджуваного району (Миронівка) та виявлені свердловинами в багатьох пунктах поблизу району Канівських дислокацій (Козарівка, Шелепухи, Мартинівка, Яблунів, Степанці, Хмільна, Григорівка). Кристалічні породи представлені гранітами, гнейсами, мігматитами. Поверхня докембрійського фундаменту зазнавала денудації та глибокого фізичного і хімічного вивітрювання. Структура відкладів вказує на те, що породи після свого утворення зазнали впливу динамічних сил, що виникли в зв'язку з тектонічними явищами.

В.І. Славін (1957) для Канівського району склав карти ізоліній поверхні кристалічних порід докембрію, підошви юри і підошви четвертинних відкладів. Аналізуючи ці карти, він прийшов до висновку, що поверхня кристалічних порід досить плавно і закономірно знижується на північний схід: дислокації Канівського району зовсім не відбилися на будові поверхні кристалічних порід. Карта ізоліній підошви та покрівлі юрських відкладів також свідчить про рівномірний нахил на північний схід. Посилаючись на характер залягання стратиграфічних горизонтів, В.І. Славін вказує на відсутність в них складчастих дислокацій, горстів і грабенів.

Однак, дослідження останніх років свідчать про наявність у районі Канівських дислокацій молодих проявів тектонічних рухів. У кристалічному фундаменті зафіксовані розломи північно-західного та північно-східного напрямків [2]. За допомогою морфометричного методу було виявлено древні лінійні елементи, рух по яким відновився в новітньому етапі, що фіксують карти різниць базисної та вершинної поверхонь 5-х порядків. На морфометричних картах вони відобразились у вигляді лінійно витягнутих щільно вузьких смуг ізобазит та ізогіпсоазит, приурочені до розломів у кристалічному фундаменті.

Осадовий чохол Канівського Придніпров'я складений мезозойсько-кайнозойськими відкладами, а саме – строкатобарвними піщано-глинистими відкладами тріасу, юрськими глинами, крейдовими пісками та пісковиками, палеогеновими пісками та неоген-четвертинними відкладами.

Відклади тріасової системи зустрічаються лише в яру на південь від с. Тросянця, де вони утворюють діапирову складку, та в свердловинах на різних глибинах (від 100 до 200 м) (Костяной М.Г., 1963). Залягають тріасові відклади безпосередньо на кристалічних породах, поверхня яких знижується від виходів на поверхню (с. Миронівка) до глибини 250 м у районі дислокацій, тобто у північно-східному напрямку.

Відклади юрської системи виходять на денну поверхню на всій території району Канівських дислокацій, що є однією з його особливостей. В дислокаціях беруть участь лише середньоярські відклади бату та келовею, за даними буріння вони підстилаються байоськими глинами потужністю 24 м. Слід відмітити, що юрські відклади потужністю до 320 м представлені всіма відділами юрської системи [3] і мають загальний малий північно-східний нахил в бік Дніпровсько-Донецької западини. Така закономірність підтверджується розрізами району Беркозівки і Сахнівки, де потужність юри складає 2-8 м, та Канєва (підстінок) і Бобриці – 64-67 м, на лівобережжі в Озеріщах потужність юри становить 84,7 м. Пластичні юрські відклади представлені келовейськими глинами, які утворюють ряд інективних структур. У зв'язку з деформацією (пластичністю) юрських глин утворилися вторинні текстурні форми у вигляді діапирів та мікроскладок. Аналіз структурно-морфометричних карт різниць вершинної, базисної та вершинно-базисної поверхонь 3-х порядків відобразив локальні антиклінальні структури у вигляді діапирових куполів, які підтверджені польовими дослідженнями – це діапіри Костянецького, Меланчиного Потоку, Мар'їного, Пекарського та Хмельнянського ярів, що виражені позитивними різницями у вигляді замкнутих ізоліній. Досліджені діапіри підстилаються лусками сеноманських пісків та пісковиків, але бувають випадки коли юрські та сеноманські відклади насунуті на четвертинні та палеогенові породи, що спостерігається в Костянецькому яру. За даними буріння, проведених на максимальних відмітках (250 м), виявлено юрські та тріасові відклади потужністю 105,2 та 102,75 м, що простежуються на карті різниць базисної поверхні 3-го порядку. На периферійних ділянках дислокацій розташовані дрібніші структури типу діапирів та дрібних куполів, що відповідають позитивним різницям.

Виявлено, що на знижених ділянках (Мощни, Канєв, Бобриця) потужність юрських відкладів зростає до 40-67 м, а на ділянках, де поверхня юри має більші абсолютні відмітки (Байбузи, Шелепуха, Козарівка, Ковалі), потужність зменшується до 27-45 м [4]. Говорячи про зв'язок рельєфу і потужності відкладів, треба підкреслити, що на підвищеннях верхньої юри немає, там залягає середня юра (бат, келовея), що пояснюється розмивами, які захоплювали іноді навіть батські відклади (Козарівка).

Ознаки діапіризму були описані М.Ф. Балуховським та ін. (1958), дані буріння свідчать, що складчастість у юрських утвореннях згасає донизу з переходом до піскуватих шарів тріасу, які зазнали зім'яття лише у верхній найбільш глинистій частині.

При інтерпретації морфометричних карт на території району було виявлено два типи діапирових куполів, які розрізняються між собою. Відкриті, мають обернений рельєф, який оконтурюються по периферії згущеними ізобазитами, а в центральній частині купола – їхньою відсутністю. Це фіксують карти різниць 2-х та 3-х порядків, на прикладі діапирів у ярах Костянецький, Меланчин Потік, Мар'їн, Холодний, Великий і Малий Пекарський [7].

Закриті діапирові купола спостерігаються на карті різниць базисної поверхні 4-го порядку (північно-східні ділянки інективного валу, центральна ділянка села Хмільна та ділянка біля хутора Хмільна), вони виражені підково-

подібним різким згущенням рисунку ізобазит та іноді розсікаються ярами та долинами у випадку Пекарського яру.

Важливу роль у будові дислокацій мали крейдові відклади, представлені альбськими та сеноманськими пісками та пісковиками. Вони зустрічаються у природних відслоненнях, а також підтверджені свердловинами. Розмежовуються з юрськими глинами каоліновими пісками верстви Виржиківського, потужністю до 4 м. Остання фіксується в ярах Дунаєць, Меланчин Потік та на південно-західній околиці м. Канів.

Альбські відклади відслонюються в районі Мар'їної гори та прилеглих ділянках, де підстиляються келовейськими глинами і мають потужність 19 м.

Сеноманський ярус поширений на всій території Канівщини, його потужність зростає на південь і південний схід. У північній частині району Канівських дислокацій сеноманські відклади розмиті. Відсутність їх північніше від лінії Іваньків-Бучак вказує на значний розвиток денудаційних процесів за післясеноманського часу. На юрських глинах тут залягають глауконітові піски канівської світи. Південніше від цієї лінії, у відслоненнях сс. Трошин, Студенця і Тросянця з'являються світлі і брудно-зелені сеноманські піски з пісковиками, потужністю до 25 м [5].

Характерною ознакою крейдових відкладів є те, що вони, будучи зцементованими і залягаючи на пластичних глинах, складають лускувату структуру Канівських дислокацій. Деформовані відклади формували підкиди з значним діапазоном кутів падіння від 20-90°. Порооди мають північно-східне падіння, при цьому насувні пакети майже паралельні між собою.

При інтерпретації структурно-морфометричних карт різниць базисних поверхонь 2-го та 3-го порядку було виявлено підкиди, які відобразилися на картах різкою щільністю ізобазит, і мають вигляд клину, що вказують на порушення відкладів (правий схил В. Пекарського, верхів'я Меланчиного та Костянецького ярів, північна та західна околиця с. Хмільна, диференційовані ділянки інективного вала).

Сеноманські відклади часом підстиляються юрськими глинами, формують змішані структури, на схилах яких відклади мають різнонаправлене падіння. Крім природних відслонень верхньокрейдіві відклади відомі і по свердловинах с. Бобриці на глибині 53,5 м, с. Ковалі – 13,3 м від поверхні (порушене залягання) та 90,6 м (корінне залягання).

Серед кайнозойських відкладів в районі дислокацій спостерігаються палеогенові, та відклади четвертинної системи, неогенові відклади відсутні у зв'язку з розмивом території. Відклади палеогенової системи представлені лише еоценовим відділом (канівські та бучацькі відклади) з невитриманою потужністю 25-28 м. Канівські відклади спостерігаються лише в північно-східній частині Канівських дислокацій. Ці відклади порівняно з поверхнею давніх мають більш вирівняне залягання, їх потужність зростає в східному напрямку. Канівська світа в районі дислокацій залягає на різних за віком відкладах. Так, у північних частинах між селами Трахтемировим і Григорівкою підстиляються глинами бату і келовею, у центральній частині – відкладами нижнього та середнього сеноману, а в південній – (с. Хмільна) – глауконітовою крейдою верхнього сеноману та пісками з пісковиками альбського віку.

Відклади бучацької світи представлені глауконітово-кварцовими пісками з потужністю до 45 м. За аналізом даних буріння поверхня бучаку більш-менш вирівнена, понижується лише біля с. Козарівки, що пояснюється розмивом. Така ж ситуація і в с. Ковалі, де бучацьких відкладів немає і на канівській світі залягають давньо-четвертинні піски, прикриті насувом юрських, крейдових

і канівських утворень. На решті території Канівських дислокацій бучацькі відклади мають згідне залягання.

Відклади київської світи не беруть участі у будові Канівських дислокацій. Поширені вони лише в північній частині району, а також на захід від дислокованої ділянки в районі сс. Мартинівки, Беркозівки, на південному заході – в с. Завадівці і Городищі та на півночі уздовж правого берега Дніпра.

Відклади олігоценного відділу в межах дислокованого району на відміну від прилеглих територій (Придніпровської височини та Придніпровської низовини) не спостерігаються.

Кайнозойські відклади, як і мезозойські беруть участь у будові району. Вони, мають незгідне залягання та утворюють лускуваті структури, надвиги, що відобразилися на морфометричних картах різниць базисних поверхонь 3-го та 2-го порядку, де картуються зони інверсійних максимальних та мінімальних амплітуд. Такі локальні структури зафіксовані у правому борті Костянецького яру, ділянках Чернечої, Княжої гори та ділянках по обидва боки Заводнищенського яру. Слід зауважити, що в усьому районі переважають антиклінальні форми, а синкліналі зустрічаються дуже рідко.

Новітній тектогенез та його структурно-морфометричний аналіз.

Неотектонічний етап відзначався загальною зміною знака тектонічних рухів для всієї території. У неогені почався континентальний період формування рельєфу. На фоні загального підняття Українського щита фіксуються різнонаправлені коливальні рухи окремого блоків. У цей час виділяються Тархтемирів-Бучацький та Канівський блоки як горсти, Трошинський та Переяславсько-Черкаський блоки – як грабени. Останній був опущений у передльодовиковий час, утворивши Переяславсько-Черкаську депресію, вистелену товщею антропогенових відкладів, потужністю 40-60 м [10].

Неогенові відклади на території досліджуваного району спостерігаються лише на ділянці с. Трошин, а також у правому береговому уступі Дніпра біля с. Селище, де представлені двома товщами: полтавською світою і товщею строкато-бурих глин. У бік не дислокованого плато потужність неогенових відкладів зростає до 20 м [12]. Для більшої території максимальні підняття відбувались у другій половині олігоцену та міоцену, свідченням цього є структурно-морфометрична карта вершинної поверхні 7-го порядку з амплітудою висот 70 м. Ці рухи диференціювались за новітніми структурними елементами, які мали різну тенденцію розвитку. Під час наступного пліоценного етапу, переважає тенденція до нисхідних рухів, що ускладнювались імпульсами вищих порядків з меншою амплітудою і періодами. Підтвердженням цього є вершинна поверхня 6-го порядку з амплітудою висот 30 м. Після цього в плейстоцені знову переважали підняття, але з більш дрібними ритмами та більш короткими періодами і меншими амплітудами тектонічних рухів, які знайшли своє відображення в терасових рівнях. [1, 7, 8].

І. Рослими та іншими дослідниками (1990), було відтворено три терасових рівні, що формувалися протягом пізнього пліоцену в середньому Придніпров'ї. Це пізньосарматсько-ранньопліоценовий, середньопізньопліоценовий, пізньопліоценовий-ранньоантропогеновий, які є похованими, чим і пояснюється відсутністю древніх долин та карт базисних поверхонь 6-х та 7-х порядків.

У подальшій антропогеновій історії геологічного розвитку та формування рельєфу Канівщини провідну роль відігравали не лише неотектонічні диференційні рухи, але й, вірогідно, дніпровський льодовик, який змінив будову осадової товщі, формуючи лускувато-насувні фор-

ми та діапирові структури. В ряді ярів було зафіксовано великі діапіри (складки) утворені нижньочетвертинними пісками, видавленими з під лусок піщаників сеноману.

Антропогенні відклади поширені майже скрізь, за винятком крутих схилів річкових долин, балок та ярів, де на денну поверхню виходять більш давні породи. Потужність їх змінюється від незначної на схилах до 100-150 м у місцях перезаглиблення долин, проте в середньому вона становить 10-15 м [5]. На прилеглих ділянках плато біля дислокованої зони відклади залягають згідно (знизу вгору): товща нижньочетвертинних бурих, червоно-бурих сильно карбонатних суглинків, з потужністю до 15 м; серія середньо четвертинних відкладів з потужністю від 20-50 м, до яких входить морена, під- і над моренні водно-льодовикові піщані і суглинисті відклади та товща верхньочетвертинних лесів з похованими ґрунтами. Територія Канівських дислокацій, яка в цей час зазнавала тектонічних змін, про що свідчать карти різниць 5-х порядків, з середньою амплітудою коливань висот 76-85 м, внаслідок чого були здеформовані київські, харківські, полтавські шари та строкаті глини, з перевищенням висот – 67 м. У подальшому денудаційна рівнина була перетворена на заплавний суходіл внаслідок гальмування висхідних рухів, що підтверджують дані карти різниць вершинно-базисної поверхні 4-го порядку з амплітудою перевищень 65 м.

У другій половині раннього антропогену (окський вік) та на початку середнього антропогену (лихвінський вік) на території району, формується IV надзаплавно-аккумулятивна тераса долин річок Дніпра, Росі та Росави. Морфометричні карти базисної та вершинної поверхонь 5-го порядку відображають пасмогорбистий, слабо розчленований рельєф Канівських дислокацій з амплітудою висот 70 м.

У середньому антропогені наступанню льодовика передували значні перетворення рельєфу, викликані неотектонічними підняттями та пластичними деформаціями глинистих порід. Структурно-морфометричні карти різниць базисної та вершинної поверхонь 4-го порядку, що виявляють рухи земної кори в межах невеликих територій зафіксували амплітуди диференційних зміщень від 20 до 85 м. За фізичними властивостями породи в момент утворення дислокацій були пластичні, зволожені талими водами наступаючого льодовика, які перекривалися відносно жорсткими породами, що зумовило утворенню насувних структур. Саме карта різниці базисної поверхні 4-го порядку з додатними показниками від 33 до 55 м відобразила ділянки найбільших насувних структур ін'єктивного валу. Малюнок ізогіс-базит різниці вершинної поверхні 4-го порядку відображає ерозійну діяльність у передльодовикову фазу дніпровського зледеніння, низькогірний рельєф був розчленований талими водами льодовика. Саме в цей час починається перезаглиблення долини Дніпра – утворюється шевченківська депресія, свідченням цього є дані карт базисної поверхні 4-го порядку з мінімальними висотами 95 м, що є місцевим базисом ерозії.

Дніпровський льодовик зайняв долину Дніпра, але не перекрив повністю вододіли, лише підпрудив русло, зволожуючи юрські глини льодовиковими водами та водами річок Дніпра та Росі. Зустрівши на своєму шляху низькогір'я, льодовик змінив їх вигляд, виоравши широкі долини понижень та перемістив частини лусок-насувів по вже зволоженим пластичним глинам у вигляді відторженців. За даними вершинної поверхні 4-го порядку льодовик пересуваючись розчленовує поверхню палеорельєфа з висотами в 100 м та вигинаючи територію у південно-західному напрямку, утворюючи діапирові структури. Такому ж впливу піддався і правий високий берег р. Рось, з тією лише різницею, що він простягався поперек руху

льодовика. Внаслідок чого було деформовано рельєф пластової рівнини та IV надзаплавну терасу Дніпра на Придніпровській височині.

Суцільного мореного покриву на території району не встановлено, моренні відклади спостерігаються лише в розрізах Канівського блоку. Карта різниць вершинної поверхні 4-го порядку, фіксує строкате розміщення моренних відкладів у пониженнях ділянках з від'ємними різницями. Вони зафіксовані на схилах периферійних зон району, зокрема в ярах Костянецький та Дунаєць, г. Княжої, с. Хмільної і Яблінів.

На напрямок руху льодовика вказують падіння складок-підкидів та абрис структурно-морфометричних карт, що вигнулися в південно-східному напрямку. Крім основних підкидів в дислокованому районі можна спостерігати безліч розривів та тріщин, підтвердженням цього є карта порядків долин та малюнок ущільнених ізоліній на побудованих картах.

Залишений льодовиком рельєф зазнав впливу ерозійних процесів. Утворилась розгалужена сітка балок, що спостерігається на картах різниці базисних поверхонь 3-х порядків. Від'ємні різниці відповідають пониженням ділянкам де відкладаються флювіогляціальні відклади, що фіксуються геологічними розрізами досліджуваної території (на прикладі яру Меланчиного Потоку).

В пізньому антропогені в умовах посушливого клімату відкладалися леси і лесовидні суглинки з викопними ґрунтами, мають повсюдне поширення, вкривають вододільні простори, схили і рівнини давніх терас. У межах дислокованої території розрізи їх неповні, що свідчить про акумулятивне вирівнювання з мінімальними висотами 100 м зафіксованих на морфометричних картах вершинних та базисних поверхонь 2-го порядку.

Піски входять до складу II надзаплавної тераси розташованої по обох бортах долин ріки, яка підвищується над рівнем Дніпра на 15-20 м і має абсолютні відмітки 95-100 м. Цю стадію формування району відслідковують морфометричні карти 2-х порядків.

Наступні епейрогенічні рухи в голоцені фіксують ерозійні процеси, що продовжуються до наших днів, створили глибокі яри, в яких наочно можна простежити історію формування Канівських гір. Ерозійні процеси на всіх етапах супроводжувались енергійною зсувною діяльністю, результати якої так характерні для Канівщини.

Висновок. Таким чином, аналіз структурно-морфометричних карт дозволив деталізувати новітню тектонічну еволюцію Канівських дислокацій, прослідкувати формування терасових рівнів долини Дніпра та Росі та зафіксувати зміну місцевого базису ерозії під впливом льодовикового фактору, під час формування лускуватонасувних структур. Була відтворена палеогляціологічна ситуація та режим розвитку гляціонального діалізму. Структурно-морфометричні дослідження дали можливість визначити характер співвідношень рельєфу з тектонікою району, відобразити взаємозв'язок екзогенних та ендегенних чинників, що вплинули на його розвиток.

Однією з перспектив досліджень є застосування методики для районів зі складною тектонічною будовою та для детального аналізу тектонічних структур з виявленням постадійної еволюції палеорельєфу впродовж всього новітнього етапу їхнього розвитку.

Список використаних джерел:

1. Іванік О.М., Тустановська Л.В. Застосування класичних методик структурно-морфометричного аналізу для реконструкції новітнього тектогенезу на основі ГІС / О.М. Іванік, Л.В. Тустановська // Вісник Київського університету. Геологія. – Вип. 53. – 2011. – С. 4-7.
2. Іванніков О.В. Геологія району Канівських дислокацій / О.В. Іванніков – К.: Наук. думка, 1966. – 96 с.
3. Китых В.И. Соляная тектоника Денепровско-Донецкой впадины / В.И. Китых – "Наукова думка" Киев – 1970. – 201 с.
4. Лаврушин Ю.А. Каневские дислокации / Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. – М.: Наука, 1982. – 103 с.

5. Мкртчян О.С. Геоінформаційний аналіз просторових зв'язків морфометрії рельєфу із геологічною структурою (на прикладі західної частини вододільно-верховинських та полонинських Карпат) / Мкртчян О.С., Чупило Г.Р. // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2008. – С.167-178.

6. Палієнко Є.Т. Рельєф та геологічна будова Канівського Придніпров'я / Палієнко Є.Т., Мороз С.А., Куделя Ю.А. – К.: Вид-во Київського університету, 1971. – 96 с.

7. Проходський С.И. Применение морфометрического метода для анализа некоторых тектонических структур левобережья Украины / С.И. Проходський – В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963 а.

8. Тустановська Л.В. Еволюція рельєфу Канівського Придніпров'я на основі аналізу базисних та вершинних поверхонь / Л.В. Тустановська // Вісник Київського університету. Геологія. – Вип. 54. – 2011. – С. 11-15.

9. Тустановська Л.В. Модель еволюції рельєфоутворення Канівського Придніпров'я на основі структурної морфометрії / Л.В. Тустановська // Вісник Київського університету. Геологія. – Вип. 57. – 2012. – С. 5-8.

10. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / В.П. Философов – Саратов, 1960.

11. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / В.П. Философов – Саратов, 1975.

12. Чернова И.Ю. Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС / Чернова И.Ю., Хасанов Д.И., Жарков И.Я. [и др.] // Arcreview. – №1 (32). – 2005.

Надійшла до редколегії 05.02.13

Л. Тустановская, соискатель

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев

НЕОТЕКТОГЕНЕЗ КАНЕВСКОГО ПРИДНЕПРОВЬЯ НА ОСНОВЕ СТРУКТУРНОЙ MORFOMETRII

На основе структурно-морфометрических карт проанализировано геологическое строение района Каневских дислокаций и прослежено их неотектоническое развитие. Установлены главные факторы и стадийность морфогенеза, прямые и косвенные связи между древними и новыми геологическими структурами и формами современного рельефа, выявлен ряд локальных структур диапирового происхождения.

L. Tustanovska, PhD student

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv

NEOTEKTOHENEZ OF KANEVSKY PRIDNIPROVJA BASED ON STRUCTURAL MORPHOMETRY

The historical and geological structure of Kanevsky dislocations based on the analysis of structural and morphometric maps were retraced and confirmed. Analysis gave detailed maps to set phasic neotektonohenezu, trace levels of terraced valleys of the Dnieper and. Identify large and small local structures, which are reflected in the forms of relief, enabling detailed luskuvato-sleeve structure Kanevsky dislocations. Establish direct and indirectly link between recent and more ancient geological structures of the modern forms of relief surface.