

Олександр Сергійович Бончковський,
аспірант, Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
вул. Володимирська 64/13, Київ, 01601, Україна,
geobos2013@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1872-4552>

СМИКІВ – НОВИЙ ОПОРНИЙ РОЗРІЗ ВЕРХНЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Комплексно досліджено новий розріз лесово-грунтових відкладів верхнього неоплейстоцену Волинської височини (біля с. Смиків Рівненської області на схилі долини р. Дежа). Із аналітичних досліджень проведено вивчення гранулометричного складу і мікоморфологічної будови усіх лесових і ґрунтових кліматолітів, на основі чого реконструйовано особливості палеопедогенезу та осадоутворення і обґрунтовано короткоперіодичну етапність їхнього розвитку. В основі розрізу залягає перигляціальний алювій дніпровського кліматоліту із системою синседиментних інволюційних деформацій. Вивчення покривних кайдацького та прилуцького кліматолітів дозволило виділити по три стадії ґрунтоутворення у час формування відповідних ґрунтових світів. Встановлено, що у формуванні лесових кліматолітів розрізу певну роль відігравали процеси педогенезу, зокрема гумусонакопичення і біогенна агрегація. За результатами гранулометричного аналізу виділено фази найбільшої інтенсивності ерозійних процесів упродовж кайдацького і прилуцького етапів. Виділено три стадії активізації соліфлюкційно-ерозійних процесів упродовж холодних етапів: бугського, удайського, а також середньоприлуцького підетапу. Найвищий вміст карбонатів кальцію встановлено у верхніх лесових кліматолітах і дофінівському ґрунті (в останньому у борошністих формах). Тут карбонати могли утворитися у результаті дії процесів криогенезу. За результатами дослідження палеомерзлотних утворень виділено 7 рівнів криогенезу, представлених різногенетичними формами. Реконструйовано палеогеокриологічні умови утворення мерзлотних структур: в умовах глибокого сезонного промерзання у середньоприлуцькій підетапі, дискретної криолітозони в удайській етапі і континуальної криолітозони в бугській і причорноморській етапах.

Ключові слова: лесово-ґрунтова формація, ґрунтова світа, гранулометричний аналіз, мікоморфологічна будова, рівень криогенезу, короткоперіодична етапність.

А. С. Бончковский. СМЫКОВ – НОВЫЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВОЛЫНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ. Комплексно исследован новый разрез лесово-почвенных отложений верхнего неоплейстоцена Волынской возвышенности (возле с. Смыков Ровенской области, на склоне долины р. Дежа). Выполненные аналитические исследования включали изучение гранулометрического состава и микроморфологического строения всех лесовых и почвенных климатолитов, что способствовало реконструкции особенностей палеопедогенеза и осадкообразования, а также обоснованию короткопериодической этапности их развития. В основе разреза залегает фация перигляциального аллювия днепро-ского климатолита, с системой синседиментных инволюционных деформаций. Изучение кайдацкого и прилуцкого климатолитов, перекрывающих аллювий, позволило установить по три стадии почвообразования в развитии соответствующих почвенных светов. Установлено, что в формировании лесовых климатолитов разреза определенную роль играли процессы педогенеза, в частности гумусонакопление и биогенная агрегация. Результаты гранулометрического анализа позволили выделить фазы наибольшей интенсивности эрозийных процессов в течение кайдацкого и прилуцкого этапов, являющиеся типичными для Волынской возвышенности в целом. Установлены три стадии активизации солифлюкционно-эрозийных процессов в течение холодных бугского и удайского этапов, а также среднеприлуцкого подэтапа. Высокое содержание карбонатов кальция установлено в верхних бугском и причерноморском лесовых климатолитах и в дофоновской почве (в ней карбонаты в мучнистой форме). Вероятно, они образовались вследствие воздействия процессов криогенеза. Результаты исследования палеомерзлотных образований позволили выделить 7 уровней криогенеза, представленных разнообразными формами. Реконструированы палеогеокриологические условия образования мерзлотных структур: в условиях глубокого сезонного промерзания в среднеприлуцком подэтапе, дискретной криолитозоны в удайском этапе и континуальной криолитозоны в течение бугского и причерноморского этапов.

Ключевые слова: лесово-почвенная формація, почвенная світа, гранулометрический аналіз, микроморфологическое строение, уровень криогенеза, короткопериодическая этапность.

Постановка проблеми. Лесово-ґрунтова формація утворює на Волинській височині майже суцільний покрив потужністю 10-20 м (відсутня лише на ділянках із найвищими абсолютними висотами і на формах рельєфу, утворених у голоцені). На території Волинської височини представлено переважно верхньонеоплейстоценові кліматоліти, а відклади середнього і раннього неоплейстоцену у зв'язку із активними неотектонічними підняттями практично повсюдно розмиті. У порівнянні з іншими регіонами України, леси Волинської височини мають специфічні ознаки: вони значно сильніше деформовані соліфлюкційними текстурами і потужними псевдоморфозами за повторно-жильним льодом, мають виразні ознаки оглеєння, менш карбонатні тощо.

Викопні ґрунти на Волині переважно представлені відмінами із текстурною диференціацією їхнього генетичного профілю та із помітними ознаками гідроморфізму. Особливості лесово-ґрунтової формації Волинської височини ускладнюють кореляцію розрізів цього району із розрізами центральної і південної України. Як наслідок, мають місце різні погляди щодо положення окремих кліматолітів у стратиграфічних схемах неоплейстоцену України [8, 16, 20, 36, 56, 57].

Незважаючи на те, що лесово-ґрунтова формація Волинської височини у головних рисах досліджена досить добре, питання детальної стратифікації її утворень, і, відповідно, короткоперіодичної палеогеографічної етапності досі остаточно не вирішені. Останнім часом викопні

грунти у кількох розрізах Волино-Подільської височини було вивчено з точки зору стадійності їхнього формування [7, 48, 54, 55], однак отримані матеріали все ж є фрагментарними для обґрунтування детальної схеми короткоперіодичної палеогеографічної етапності регіону. Пошук детально стратифікованих розрізів і їхнє вивчення комплексом геологічних і палеогеографічних методів залишаються актуальними завданнями. У розрізі Смиків, представленому у цій статті, прилуцький і кайдацький кліматоліти включають серії окремих ґрунтів і педоседиментів, відокремлених один від одного рівнями криогенезу. Це доводить самостійність формування ґрунтових утворень різних стадій і підстадій педогенезу і визначає значимість розрізу Смиків для подальшої розробки схеми короткоперіодичної палеогеографічної етапності Волинської височини.

Результати попередніх досліджень.

Циклічна будова субаеральних четвертинних відкладів Волинської височини привернула увагу науковців понад 100 років тому (М. Барбот де Марні, В. Ласкарєв, А. Красюк та ін.), однак комплексні дослідження лесово-ґрунтової формації Волинської височини розпочалися лише у 70-х рр. ХХ ст. У цей час на основі вивчення опорних розрізів Волині та Поділля А. Богуцький (фундатор львівської палеогеографічної школи) розробив регіональну стратиграфічну схему [5] і схему палеокріогенних етапів [6], які зараз використовують для стратифікації лесово-ґрунтових розрізів Західної України. У 70-80-х рр. розпочалося комплексне вивчення лесово-ґрунтових розрізів Волинської височини такими методами як палеокріологічний (А. Богуцький, В. Нечаєв, А. Величко [4, 6]), палеопедологічний (О. Цацкін, Т. Морозова [32, 41]), палінологічний (Л. Безусько, О. Артюшенко, Р. Арап [1, 2]), інженерно-геологічний (П. Волошин [18]) та ін.

Завдяки співпраці вчених Львівського національного університету імені Івана Франка із дослідниками Польщі та НАН України в останні десятиріччя, залучення широкого спектру методів до вивчення лесово-ґрунтової формації Волинської височини дозволило деталізувати регіональну стратиграфічну схему та виконати палеогеографічні реконструкції для певних етапів. Детально комплексом геологічних і палеогеографічних методів було вивчено опорні розрізи Коршів та Бояничі [48, 53]; виконано дослідження палеогеографічних умов формування коршівських ґрунтів за їх мікроморфологією [34]; реконструйовано палеогеографічні умови плейстоценових етапів на основі малакофауністичних досліджень [24]; вивчено особливості палеокріогенних структур та реконструйовані геокріологічні умови [47, 50], досліджено магнітні властивості

плейстоценових порід [23, 58] і реконструйовано напрямок давніх вітрів [59], четвертинні відклади датовано люмінесцентними методами [9, 48, 53], визначено стратиграфічну позицію культурних шарів палеоліту і реконструйовано умови проживання давньої людини [9, 37].

Матеріали та методи. Розріз Смиків (25°08'Е, 50°28'N) знаходиться на північно-західній окраїні с. Смиків Рівненської області (40 км на південь від м. Луцьк), у місцевому кар'єрі. Розріз розташований у прибортовій частині долини р. Дежа – правої притоки р. Стир, довжиною 10 км (рис. 1). Абсолютна висота найвищої частини кар'єру складає 209 м. У розрізі відслонюються кліматоліти верхнього і частково середнього неоплейстоцену.

Будова річкової долини Дежі проста і включає заболочену заплаву (зараз зарегульовану ставками), шириною 200-400 м, і фрагменти морфологічно 1-ої надзаплавної тераси, шириною 100-300 м, із перевищенням над заплавою 2-4 м. Нижче за течією вона чітко виражена, а у долині р. Стир поступово переходить на рівень витачівсько-бузької надзаплавної тераси. Балкові системи у басейні річки подекуди також терасовані, а у гирлах утворюють широкі конуси виносу.

Клімат досліджуваної території відносять до помірного, перехідного від вологого до континентального. На метеостанції у м. Луцьк (40 км на пн. від розрізу Смиків) середньорічна температура складає +7,7°C, січня -4,0°C, липня +18,8°C, кількість опадів – 560 мм. У ґрунтовому покриві домінують сірі та темно-сірі опідзолені ґрунти, чорноземи опідзолені та типові. Рослинний покрив представлений переважно агроценозами і лучним різнотрав'ям на місці сільськогосподарських угідь. Природна рослинність збереглася локально і представлена дубово-грабовими лісами на лесових плато і лучно-степовими асоціаціями на схилах долин і балок [22, 30].

Лесово-ґрунтові відклади опорного розрізу Смиків досліджено у 4 розчистках, закладених на різних елементах експонованого та похованого рельєфу. Виконано гранулометричний аналіз відкладів усіх кліматолітів верхнього неоплейстоцену (рис. 3): піщаних фракцій за допомогою ситового методу, тонкодисперсних фракцій – за методом «піпетки» [27]. Вміст карбонатів визначено за методом М. Качинського [27]. Виконано мікроморфологічний аналіз усіх ґрунтових і лесових кліматолітів верхнього неоплейстоцену. При цьому, за основу прийнято методики українських [25, 26, 31, 36] та зарубіжних мікроморфологів [19, 21, 35, 60].

Формулювання мети роботи. Результати комплексних геологічних і палеогеографічних досліджень на новому детально стратифікованому-

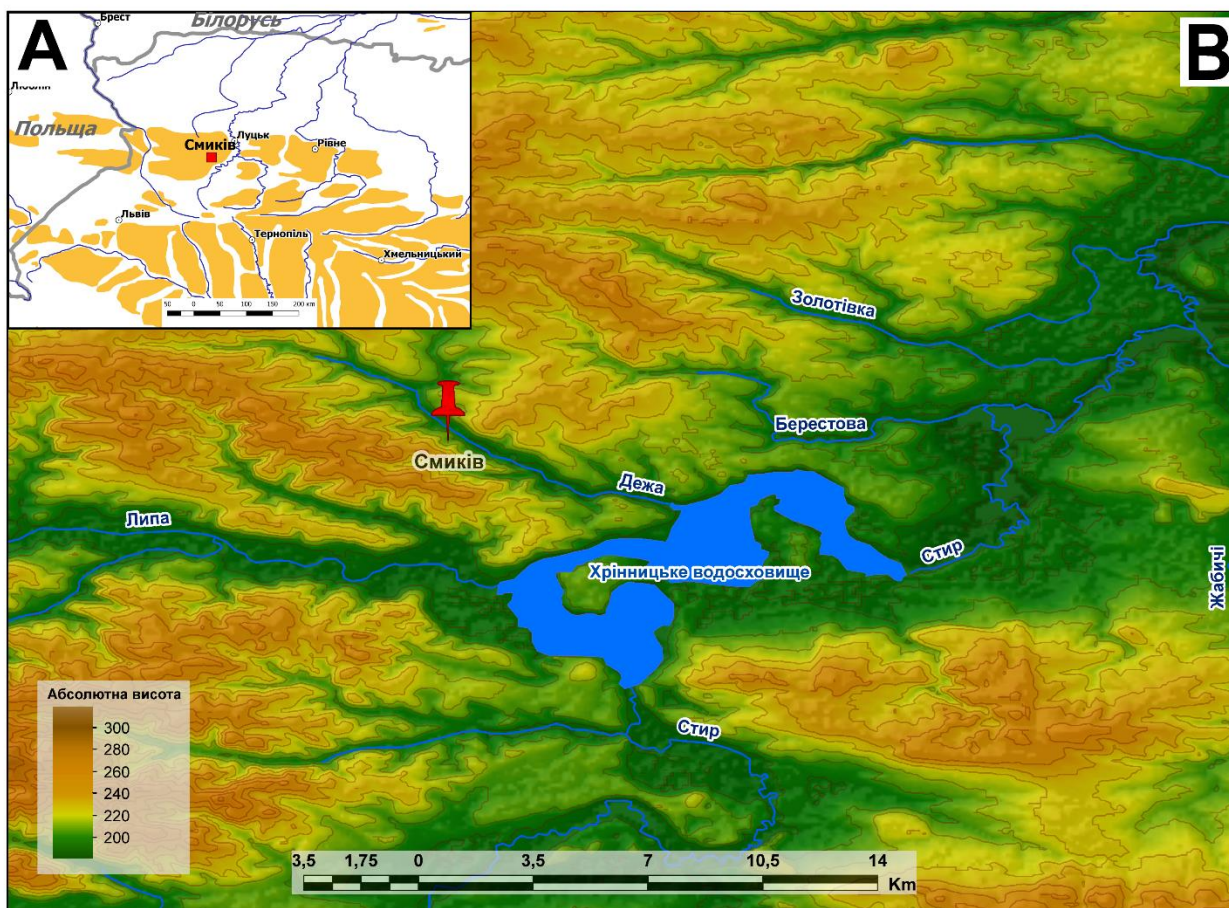


Рис. 1. Картосхема розміщення розрізу

му розрізі Волинської височини Смиків отримані з метою розробки і вдосконалення регіональної схеми короткоперіодичної палеогеографічної етапності. Ці дослідження є суттєвим доповненням до раніше отриманих результатів на розрізах Волинської височини [10-14, 46] і слугуватимуть для підтвердження простежених там закономірностей.

Результати досліджень.

Макроморфологічні особливості лесово-грунтової формації.

Голоценовий (h1) кліматоліт – чорнозем типовий змитий – 0,0-0,6 м. Включає генетичні горизонти Н і НРк.

Н – 0,0-0,3 м. Темно-сірий (N 4/0), крупнопиловато-легкосуглинковий, слабоущільнений, із зернисто-дрібногрудкуватою структурою.

НРк – 0,3-0,6 м. Палево-бурувато-сірий (10YR 6/2), крупнопиловато-середньосуглинковий, слабоущільнений, із грудкуватою структурою, борошністими карбонатами і численними біотурбаціями. Нижня межа нечітка.

У ґрунті високим є вміст фракції крупного пілу (57,5-59,3%) і відносно значний – мулу (18,0-19,9%). У горизонті НРк з'являється дрібний пісок (11,5%).

Причорноморський (рс) кліматоліт – 0,6-1,2 м

(рис. 2А). Лес типовий, палеовий (10YR 8/1), пилувато-середньосуглинковий, середньоущільнений, макропористий, карбонатний (борошно, псевдоміцелій, білозірка, невеликі дутики (до 2 см у діаметрі)). Присутні новоутворення мангану (негуста, дрібна штриховка) і заліза (поодинокі мікроортштейни). Дуже багато голоценових біотурбацій. Нижня межа слабохвиляста, перехід до низу ясний. У горизонті дещо зростає вміст мулу (20,7%) і дрібного піску (26,1%), знижується вміст крупного пілу (45,5%). Вміст карбонатів є максимальним (18,8%) біля верхньої межі шару (до низу їхній вміст дещо знижується –13,3%).

Вниз за схилом (розчистка №4) у верхній частині причорноморського кліматоліту спостерігається горизонт оглеєння потужністю 0,5 м. Вірогідно, він є корелянтом красилівського підгоризонту схеми А. Богуцького [5, 45].

Дофінівський кліматоліт (df) – палево-бурий карбонатний ґрунт – 1,2-1,5 м (Рис. 2А). Палево-бурий із червонуватим відтінком (5YR 7/4) у гор. НРк(г) та із сизуватим відтінком (10YR 7/1) у гор. НРGLk, крупнопиловато-середньосуглинковий, середньоущільнений. У ґрунті багато карбонатів (10,4-12,9%) у вигляді борошна і псевдоміцелію. У нижній частині ґрунту присутні крупні плями оглеєння із плівками озалізнєння.

Нижня межа слабохвиляста. До низу ґрунту зростає вміст мулу (від 25,2% до 33,4%) і крупного

пилу (від 53,7% до 58,4%). Фракція дрібного піску майже зникає.

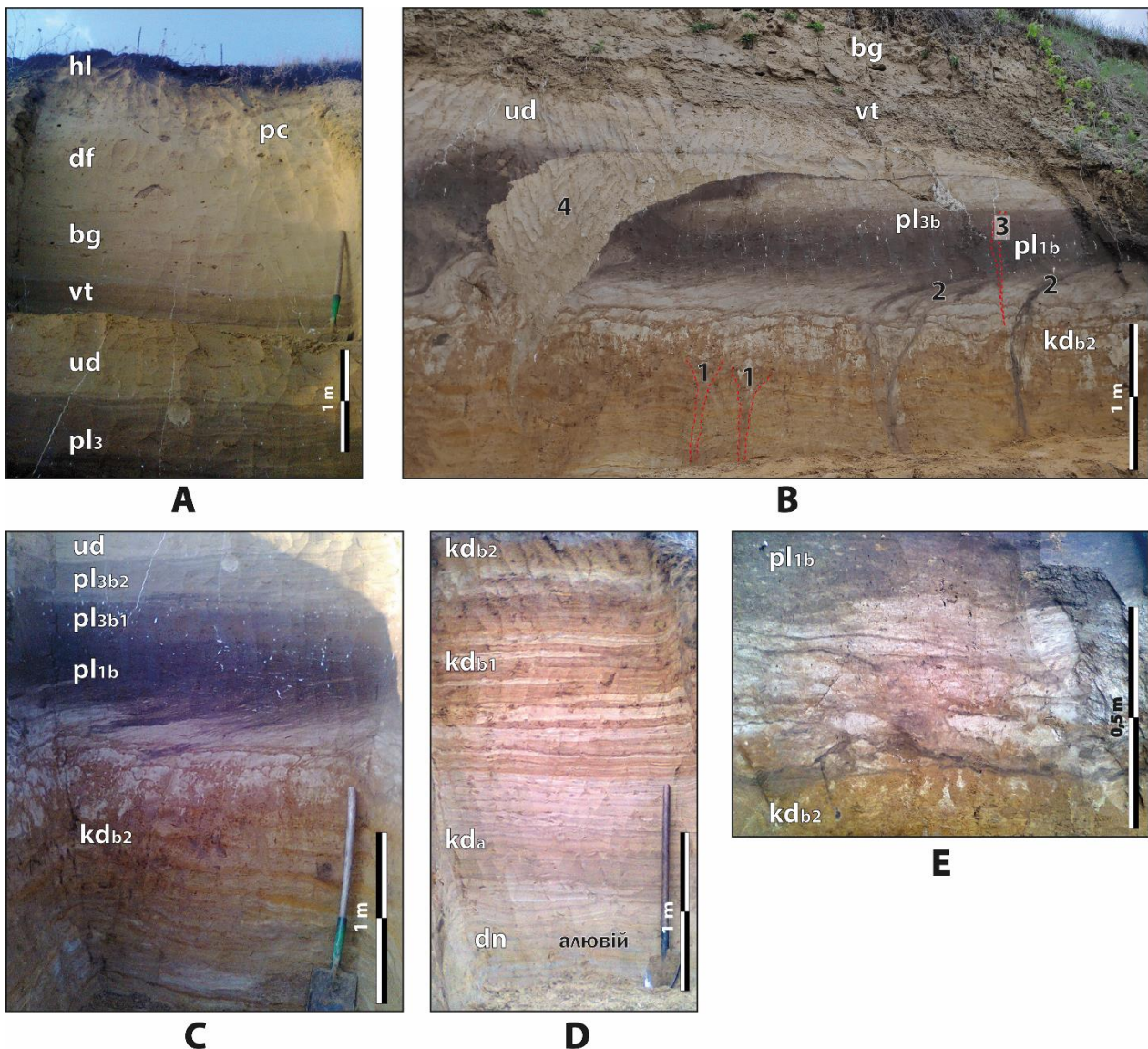


Рис. 2. Розріз Смиків: **A** – відклади пленігліціалу у розчистці №1; **B** – кайдацько-прилуцька ґрунтова світа у розчистці №3: 1 – дрібні первинно-ґрунтові жили тясминського кріоетапу; 2 – вигнуті соліфлюкцією первинно-ґрунтові жили кріоетапу pl₂; 3 – дрібні первинно-ґрунтові жили удайського кріоетапу; 4 – псевдоморфоза за повторно-жальним льодом удайського кріоетапу; **C** – кайдацько-прилуцька ґрунтова світа у розчистці №1; **D** – нижня частина кайдацьких педоседиментів та алювіальні відклади у розчистці №2; **E** – шлірова посткріогенна текстура, ймовірно, удайського кріоетапу

Бузький кліматоліт (bg). Включає два субкліматоліти: верхній – лесовий, і нижній – соліфлюкційний (Рис. 2А).

Лесовий субкліматоліт (bg₂) – 1,5-2,3 м (або 2,1-2,5 м). Сірувато-палевий (7.5YR 8/1), крупнопиловато-легкосуглинковий, середньоущільнений. Карбонати (8,9%) представлені борошном, псевдоміцелієм, дутиками (до 5 см у діаметрі). Біля покрівлі є поодинокі плями оглеєння, вохристі плями озалізнєння і мікроортштейни. Нижня межа хвиляста, перехід до низу ясний.

Горизонт соліфлюкції (bg₁) – 2,3-2,6 (до 2,7) м. Перешарування сизувато-палевого (7.5YR 8/2)

лесового і світло-бурого (10YR 7/4) ґрунтового матеріалу, крупнопиловато-середньосуглинкового, слабоущільненого, із високим вмістом карбонатів (10,3%) у вигляді трубочок, борошна, поодиноких дутиків (до 4 см у діаметрі). Із середини та кривлі горизонту відкриваються тріщини усихання (до 0,7 м у глибину) і псевдоморфози карбонатів за давніми коренями. Нижня межа хвиляста.

Кліматоліт відзначається високим вмістом фракції крупного пилу (53,5-54,3%) і підвищеним вмістом мулу (18,2-20,3%). У підгоризонті соліфлюкції з'являється дрібний пісок.

Витачівський кліматоліт – *педоседимент бурого глейового ґрунту* – 2,6-3,0 м (Рис. 2А). Під-розділяється на три частини. Верхня представлена оглеєним, сизувато-сірим (N 8/0) середнім суглинком, соліфлюкційно зміщеним, із хвилястою мікрошаруватістю; вище за схилом зникає. *Середня частина* являє собою світло-бурий (7.5YR 7/2) матеріал із лінзами гумусу; *нижня* – сизувато-сірий (10YR 5/1), інтенсивно гумусований суглинок. У цілому кліматоліт крупнопилувато-середньосуглинковий, дуже щільний, із дещо меншою кількістю карбонатів (4,4%), ніж у покривному кліматоліті, у вигляді псевдоморфоз за давніми коренями, точок, борошна і поодиноких дутиків (до 4 см у діаметрі). Нижня межа рівна, перехід до низу різкий. У горизонті зростає вміст крупного пилу (71,5%) і мулу (21,8%). Дрібний пісок майже зникає.

Удайський кліматоліт (ud). Включає два субкліматоліти: верхній – лесовий, і нижній – соліфлюкційний (Рис. 2В, 2С).

Лесовий субкліматоліт (ud₂) – 3,0-3,5 м. Світло-бурий (10YR 8/3), крупнопилувато-легкосуглинковий, щільний, із високим вмістом карбонатів (8,3%): псевдоморфози за давніми коренями, білозірка, трубочки і зцементовані осередки. У горизонті багато новоутворень мангану (примазки, плями), менше – заліза (мікроортштейни і пунктація). Нижня межа хвиляста, соліфлюкційна.

Горизонт соліфлюкції (ud₁) – 3,5-3,8 м. Мікрошаруватий світло-бурий (7.5YR 7/2) лесовий матеріал і бурий (7.5YR 7/1) ґрунтовий, який у напрямку падіння схилу переходить у яскраво виражені соліфлюкційні язички. Складений пилувато-супіщаним матеріалом, із неміцною плитчастою окремістю. Вміст карбонатів знижується (4,3%). Карбонати представлені псевдоморфозами за давніми коренями, білозірками, трубочками і зцементованими осередками. Практично зникають новоутворення мангану, натомість значно зростає кількість гідроксидів заліза (прошарки, лінзи, мікроортштейни). Від кривлі шару відкривається псевдоморфоза за повторно-жильним льодом (Рис. 2В), а із підшви – невеличкі первинно-ґрунтові жили. Нижня межа рівна, ерозійна.

До низу у кліматоліті зменшується вміст фракції крупного пилу (від 57,2% до 43,6%) і мулу (від 18,4% до 2,1%). Окрім цього, у підгоризонті соліфлюкції з'являється піщана фракція (30,6%).

Прилуцький кліматоліт (pl) – 3,8-4,6 м. Представлений чорноземоподібним ґрунтом, який, виходячи із морфогенетичних ознак, найвірогідніше утворився упродовж трьох стадій педогенезу, умовно визначених як стадії “pl_a”,

“pl_b”, “pl_c”.

Дерново-карбонатний ґрунт (pl_c) – 3,8-4,05 м (Рис. 2С). Представлений в основному педоседиментом, однак подекуди переходить у ґрунт, профіль якого диференційований на генетичні горизонти: Hk(gl) і HPk.

Hk(gl) – 3,8-3,9 м. Коричнювато-бурий (10YR 6/1), піщано-легкосуглинковий, дуже щільний, оглеєний, із неміцною плитчастою (кріогенною) окремістю і плікативними соліфлюкційними деформаціями. Вміст карбонатів кальцію знижується до 2,6%. У горизонті багато новоутворень мангану (точки, штриховка) і заліза (мікроортштейни, пунктація). Зустрічаються поодинокі червоточини. Перехід до низу поступовий.

HPk – 3,9-4,05 м. Світло-бурий (7.5YR 7/1), крупнопилувато-легкосуглинковий, щільний, із неповносітчастою посткріогенною текстурою (2x3 см), підкресленою карбонатами кальцію. У горизонті збільшується вміст карбонатів (5,2%), натомість залізо-манганові новоутворення майже зникають. Нижня межа рівна, перехід до низу ясний.

У ґрунті зростає вміст фракції середнього пилу (21,8-24,6%) і мулу (від 11% у гор. Hk(gl) до 18,1% у гор. HPk). У горизонті Hk(gl) високим є вміст піску (43%), тоді як у гор. HPk пісок майже зникає.

Ініціальний дерново-бурий ґрунт (pl_b) – 4,05-4,2 м (Рис. 2В; 2С). Темно-бурий (7.5YR 5/1), піщано-легкосуглинковий, середньоущільнений, із неміцною плитчасто-горіхуватою структурою. Зустрічаються поодинокі вторинні карбонати і палеві плями нез'ясованого генезису (6-7 см у діаметрі). У горизонті зростає кількість залізо-манганових новоутворень. Нижня межа слабохвиляста, перехід до низу поступовий. У ґрунті спостерігається високий вміст піску (46%), у тому числі середньозернистого (12,8%). Вміст мулу знижується (14,6%).

Чорноземоподібний ґрунт (pl_a) – 4,2-4,6 м (Рис. 2В; 2С). Ґрунт деформований соліфлюкційними текстурами і первинно-ґрунтовими жилами, які відкриваються з його покривлі. Це дає підстави вважати, що після ґрунтоутворення мала місце холодна стадія, упродовж якої відбувалися процеси кріогенезу. Ґрунт темно-сірий із буруватим відтінком (7.5YR 3/1), пилувато-супіщаний, із неміцною дрібногрудкуватою структурою і поодинокими вторинними карбонатами. Зустрічаються біотурбації, заповнені світлішим матеріалом. Нижня межа язичувата, соліфлюкційна. У ґрунті зростає вміст фракцій крупного (31,2%) і середнього (31,6%) пилу. Вміст мулу (7,7%) і піску (27,1%) знижується.

Кайдацький кліматоліт (kd) – 4,6-6,8 м.

Включає дерново-слабопідзолистий ґрунт і дві пачки педоседиментів, які відображають відмінні умови педогенезу.

Дерново-слабопідзолистий ґрунт (kd_{b2}) – 4,6-5,2 м (рис. 2В; 2С). Профіль ґрунту диференційований на генетичні горизонти *HEi*, *Elh*, *Ipgl(e)*.

HEi – 4,6-4,75 (4,8) м. Світло-сірий (N 7/0), супіщаний, із неміцною плитчастою окремністю, великою кількістю залізо-манганових новоутворень. Зустрічаються поодинокі вторинні карбонати у вигляді псевдоморфоз за давніми коренями і трубочок. Нижня межа хвиляста, перехід до низу ясний.

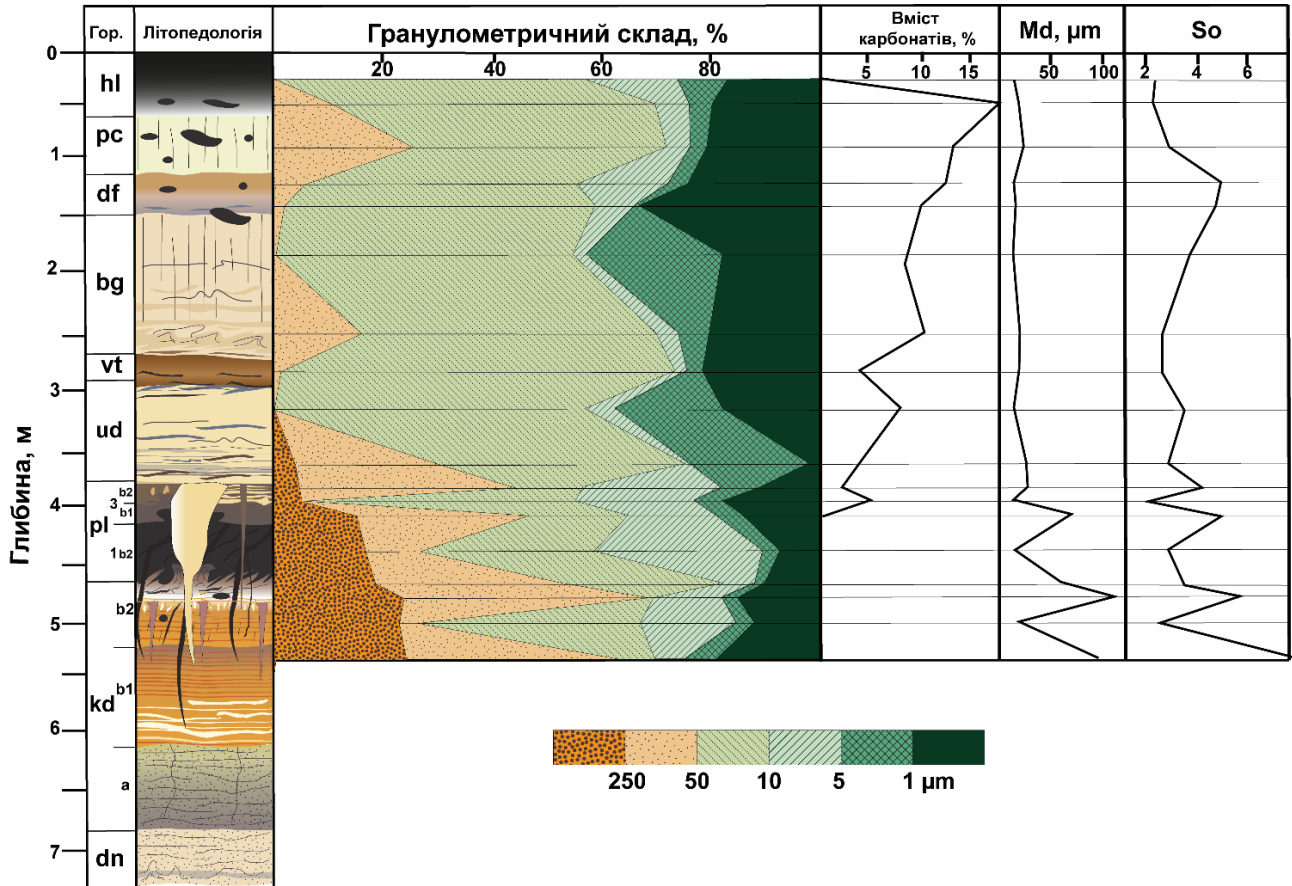


Рис. 3. Гранулометричний склад відкладів розрізу Смиків

Elh – 4,8-5,0 (4,9-5,05) м. Горизонт представлений крупними білястими плямами (N 8/0), розділеними зцементованими залізом осередками бурувато-вохристого забарвлення (10YR 7/4). Матеріал піщано-легкосуглинковий із дрібною мангановою штриховкою. Нижня межа затічна.

Ipgl(e) – 5,0-5,2 м. Помаранчево-бурий із сіруватим відтінком (10YR 6/2), піщано-легкосуглинковий, із дрібногоріхуватою структурою і великою кількістю вохристих плям озалізнення. За гранями структурних окремоостей спостерігається присипка SiO₂. У горизонті присутня сітчаста посткриогенна текстура, підкреслена сполуками гумусу. Від кривлі горизонту відкриваються дрібні первинно-ґрунтові жили. Нижня межа затічна, перехід до низу ясний.

Ґрунт відзначається зростанням вмісту мулу від гор. *HEi* (10%) до *Elh* (15,8%). Високою є питома частка піску (від 52,5% у гор. *HEi* до 69,3%

у гор. *Elh*). Вперше у розрізі з'являється грубозернистий пісок.

Педоседимент лісового ґрунту (kd_{b1}) – 5,2-6,2 м (рис. 2В; 2D). Являє собою *IRPgl* горизонт верхнього кайдацького ґрунту, горизонтально- і хвилясто-шаруватий, оглеєний, дуже щільний, із призматичною структурою, палево-вохристо-світло-бурий (10YR 7/4), піщано-середньосуглинковий, із сітчастою посткриогенною текстурою, підкресленою сполуками заліза. До низу з'являються прошарки і лінзи білястого піщаного матеріалу. Нижня межа слабохвиляста, перехід до низу різкий. У горизонті зростає вміст мулу (19,5%). Питома частка піску залишається дуже високою (63%), зокрема, середньозернистого (19,9%).

Педоседимент дернового ґрунту (kd_a) – 6,2-6,8 м. Горизонтально-шаруватий супісок, світло-бурий (10YR 7/1) зверху і палево-бурувато-сірий (10YR 7/3) знизу, із прошарками середньозерни-

стого білястого піску. Нижня межа хвиляста, перехід до низу ясний.

Дніпровський кліматоліт (dn) – 6,8-11,2 м. Містить чотири підгоризонти (рис. 2D).

Верхній підгоризонт – 6,8-8,8 м. Перешарований світло-сірий (10YR 8/2) піщано-легкосуглинковий і вохристий (10YR 7/8), супіщаний, озалізнений матеріал. У верхній частині підгоризонту шаруватість порушена інволюційними процесами. У підгоризонті багато плям озалізнення та оглеєння, зустрічаються поодинокі кільця Лізеганга. Нижня межа хвиляста, перехід до низу ясний.

Підгоризонт інволюційно деформованих суписків – 8,8-9,9 м. Плікативно деформований, із системою мікроскидів, оглеєний, пилювато-супіщаний, із дрібними лінзами білястого піску. У підгоризонті багато новоутворень заліза і мангану, які підкреслюють плікативні деформації. Нижня межа слабохвиляста.

Нижній підгоризонт – 9,9-10,4 м. Горизонтально-шаруватий, палево-вохристо-сірий (7.5YR 7/1), супіщаний, оглеєний, із прошарками озалізнення та мангановою штриховкою. Горизонт містить слабкі сліди пластичних деформацій. Нижня межа хвиляста, перехід до низу ясний.

Підгоризонт оглеєння – 10,4-11,2 м. Інтенсивно деформований інволюціями сизувато-сірий (N 7/0), оглеєний, легкий суглинок, із крупними вохристими плямами і прошарками озалізнення, які підкреслюють плікативні деформації. У верхній частині горизонту зустрічаються густа манганова штриховка і лінзи палевого пилювато-го матеріалу.

Результати мікроморфологічних досліджень. Виконано мікроморфологічний аналіз усіх стратиграфічних підрозділів верхнього неоплейстоцену (табл. 1).

Голоценовий кліматоліт. *Чорнозем типовий змитий.* У гор. Н складення губчасте пухке, із ізометричними мікроагрегатами I-III порядків. Зустрічається багато фітолітів та екскрементів ґрунтової мікрофауни. Плазма глинисто-гумусова, темно-бура, ізотропна, із поодинокими мікронами збідненими на глинистий матеріал.

Горизонт НРк характеризується губчастим пухким складенням із ізометричними мікроагрегатами I-II порядків, розділеними системою каналоподібних пор. Органічна речовина представлена бурим муллем, який подекуди концентрується у згустках і стягненнях. Плазма коричнево-бура, карбонатно-гумусово-глиниста, переважно ізотропна, з осередками волокнистого, лускуватого та навколопорового оптичного орієнтування. Зустрічаються мікрозони цементації

плазми криптокристалічним кальцитом, дрібні карбонатні нодулі і стягнення мікриту.

Причорноморський кліматоліт характеризується блоковим складенням – блоки різної величини розділені системою широких каналоподібних пор (рис. 4А). Уздовж деяких каналоподібних пор присутні мікрозони збіднені на глину та карбонати, що, ймовірно, обумовлено діагенетичними процесами вилуговування. У плазмі у незначній кількості присутній органічний пігмент, який подекуди сегрегуються у вигляді гумусових згустків та пластівців. Плазма світло-бура, карбонатно-глиниста, ізотропна, зі слабкими слідами волокнистого орієнтування. Крипто- та мікрорісталічний кальцит просочує плазму. Зустрічаються кристали люблініту.

Дофінівський кліматоліт. *Палево-бурий карбонатний ґрунт.* Горизонт Нрк(gl) характеризується чергуванням мікрозон пухкого роздільно-часткового, губчастого пухкого та блокового складення. Зустрічається кластерні угруповання ізометричних та округлих мікроагрегатів I-III порядків (рис. 4В). Ґрунтовий матеріал просочений бурим муллем, який утворює згусткові форми. Плазма коричнево-сірувато-бура, карбонатно-гумусово-глиниста, головню ізотропна, зі слідами роздільно- та перехресно-волокнистого, лускуватого і кільцевого орієнтування. Уздовж деяких каналоподібних пор присутні вузькі смуги збіднені на карбонати і дисперсне залізо. Плазма нерівномірно просочена крипто- і мікрорісталічним кальцитом, однак більшість карбонатів локалізується у вигляді стягнень перекристалізованого кальциту навколо пор або по стінках каналоподібних пор.

Для горизонту НPGLk властиве блокове складення – ґрунтова маса розбита тріщинами усихання на систему крупних блоків у межах яких виявлено згусткові форми накопичення органічної речовини (гумусу типу мулль та модер). Плазма коричнево-світло-бура, гумусово-карбонатно-глиниста, ізотропна, мікрональна за вмістом дисперсного заліза. Кальцит просочує, а подекуди цементує плазму. У горизонті дуже багато стягнень перекристалізованого кальциту (рис. 4С), менше дрібних стягнень мангану та заліза.

Бузький кліматоліт характеризується пухким роздільно-частковим складенням із ознаками мікрошаруватості. Лесовий матеріал пронизаний системою субпаралельних каналоподібних пор. Плазма сірувато-світло-бура, карбонатно-глиниста, ізотропна, з ознаками лускуватої, кільцевої та перехресно-волокнистої форм оптичної орієнтації. Плазма рівномірно просочена крипто- та мікрорісталічним кальцитом, однак зустрічають-

ся також стягнення крупнокристалічного кальциту і нодулі з домішкою гумусу та мангану.

Витачівський кліматоліт. Педоседимент бурого глейового ґрунту характеризується компактним складенням матеріалу, у якому крупні блоки розділені системою широких каналоподібних пор. Ґрунтовий матеріал відносно гумусований. Органічна речовина представлена диспергованим щільно зв'язаним із глиною аморфним гумусом, який подекуди локалізується у пластівчастих та залізо-гумусових стягненнях. Плазма сірувато-бура, карбонатно-гумусово-глиниста, зі слідами оптичної анізотропії у вигляді лускуватого, рідше сітчастого та кільцевого оптичного орієнтування. Уздовж каналоподібних пор присутні мікрозони збіднені на плазму та зони акумуляції плазми (переважно карбонатно-глинистої). Карбонатні новоутворення представлені поодинокими глинисто-карбонатними стягненнями навколо пор та нодулями у плазмі. Значно частіше зустрічаються гумусово-залізо-манганові стягнення (рис. 4D) і залізисті центри.

Удайський кліматоліт характеризується пухким роздільно-частковим складенням з елементами шаруватоподібної текстури, одиничними кластерними угрупованнями ооїдів та біогенних мікроагрегатів. Органічної речовини відносно багато у вигляді згустків аморфного мулевого гумусу у комплексі із гумусом типу модер (рис. 4E). Плазма бурувато-сіра, гумусово-глинисто-карбонатна, ізотропна. Крипто- та мікрোকристалічний кальцит просочує плазму, подекуди цементуючи її. У горизонті багато дрібних карбонатних нодулів, рідше навколопорових стягнень кальциту із домішкою гумусу та глини. Манганові новоутворення представлені дрібними стягненнями.

Прилуцький кліматоліт. Дерново-карбонатний ґрунт (pl_c). У гор. Нк(gl) округлі крупні прості мікроагрегати (рідше мікроагрегати II порядку) та гострокутні блоки, розділені системою вузьких каналоподібних пор (рис. 4F). Органічна речовина представлена диспергованим муллевим гумусом, щільно зв'язаним із глиною. Плазма сірувато-бура, карбонатно-гумусово-глиниста, ізотропна, із мікрозонами збідненими на тонкодисперсний матеріал. У горизонті багато дрібних стягнень мангану, рідше залізо-манганових нодулів. У великій кількості зустрічаються дрібні новоутворення перекристалізованого кальциту.

Горизонт НРк характеризується блоковим складенням із системою широких каналоподібних пор, які перетинаються під прямим кутом. Такий рисунок порового простору, ймовірно, є результатом палеокріогенних процесів [52]. Уздовж каналоподібних пор зустрічаються залізо-манганово-глинисті гіпокутани. Ґрунтовий мате-

ріал нерівномірно просочений крипто- та мікрোকристалічним кальцитом, рідше люблінітом, утворюючи подекуди карбонатні нодулі (рис. 4G), навколопорові стягнення. Плазма коричнево-бура, карбонатно-гумусово-глиниста, ізотропна. Залізо-манганові новоутворення представлені великою кількістю дрібних стягнень, рідше центрів, мікроортшейнів, нодулів.

Ініціальний дерново-бурий ґрунт (pl_b) характеризується злитим складенням із системою субпаралельних тріщин усихання, які створюють шаруватоподібний рисунок, що, ймовірно, є результатом діагенетичних кріогенних процесів [51, 63]. У ґрунті зростає кількість окатаних піщаних зерен. Плазма жовтувато-світло-бура, залізо-гумусово-глиниста, ізотропна, із ознаками навколопорової, навколоскелетної, лускуватої та сітчастої оптичної орієнтації (рис. 4H). Зустрічаються поодинокі глинисті папули, походження яких до кінця не є зрозумілим. У плазмі помітнішою стає домішка дисперзованого гумусу. Органічна речовина подекуди сегрегуються у пластівчасті осередки.

Чорноземоподібний ґрунт (pl_a) частково агрегований в округлі мікроагрегати I-II порядків, які чергуються із дезагрегованими мікрозонами. Мінеральний скелет представлений середньоокатаними піщанками, які утворюють скупчення уздовж каналоподібних пор (рис. 4I). Плазма сірувато-бура, гумусово-глиниста, ізотропна, із поодинокими мікрозонами просоченими залізом та манганом. Уздовж каналоподібних пор мають місце вузькі смуги збіднені на плазму. Органічна речовина представлена бурим муллем, більшою мірою диспергованим.

Кайдацький кліматоліт. Дерново-слабонідзолістий ґрунт (kd_{b2}). У горизонті HEi ґрунтовий матеріал злитий, із незначною кількістю мезопор округлої та еліптичної форми. Тонкодисперсний матеріал характеризується виразною мікрозональністю: осередки збіднені на плазму та гумус чергуються з ділянками їх акумуляції. Плазма світло-бура, гумусово-глиниста, із поодинокими фрагментами шаруватих натюків коломорфних глин та глинистих папул. Домішка гумусу, представленого бурим диспергованим муллем, висока. У горизонті з'являються поодинокі карбонатно-глинисті нодулі (рис. 4J).

Горизонт Elh характеризується пухким роздільно-частковим складенням із осередками локальної цементації плазми натюками коломорфних глин. У цілому ґрунтовий матеріал сильно «відмитий» від плазми. Зустрічаються поодинокі дрібні стягнення мангану.

Горизонт Ipgl(e) характеризується блоковим складенням – крупні гострокутні блоки розділені системою вузьких каналоподібних пор. Натюки

Таблиця 1

Стратиграфія	Генетичний горизонт	Складення	Поровий простір											Оптична орієнтація плазми			Fe-Mn	Са	Органічна речовина
			К	Тр	Пу	Ва	Лс	Пв	Ст	Кіл	Наг	Фр	Пал	Гп.	Е				
hl	H	Губчасте пухке	++	+	+	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Агрегований бурий та темний муллевий гумус, фітоліти, екскременти
	HPk	Губчасте пухке	+	+++	+++	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	++	++	Агрегований бурий муллевий гумус
pc	Pk	Блокове, злите	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++	Пігмент диспергованого гумусу у плазмі
	HPk(gl)	Блокове, пухке роздільно-часткове, губчасте пухке	++	+	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	++	++	Бурий муллевий гумус, мулесподібний модер
df	HPGLk	Блокове, злите, губчасте пухке	+++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++	Темний муллевий гумус, мулесподібний модер, модер
	Pk	Блокове, пухке роздільно-часткове, шаруватоподібне	++	+	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++	Пігмент диспергованого гумусу у плазмі, фітоліт
vt	HPglk	Блокове	+++	++	++	+	+	+	+	+	++	+	+	+	+	+++	++	++	Диспергований бурий та темний муллевий гумус
	Pk	Пухке роздільно-часткове, шаруватоподібне	+++	+++	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++	Пігмент диспергованого гумусу, мулесподібний модер
pl_c	HPk	Блокове	+++	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++	+++	Диспергований частково коагульований бурий муллевий гумус
	HPk	Блокове	+++	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++	Диспергований бурий муллевий гумус
pl_b	He	Злите, пухке роздільно-часткове	+	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Диспергований бурий муллевий гумус, мулесподібний модер
	H(e)	Блокове, губчасте пухке	+++	+	+	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Диспергований частково коагульований бурий муллевий гумус
kd_{b2}	HE	Злите				+++													Диспергований бурий муллевий гумус
	E lh	Пухке роздільно-часткове, блокове	+	+++	+	+	++	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+++	+	Пігмент диспергованого гумусу
kd_{b2}	Irgl(e)	Блокове	++			+	+++	+++	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Пігмент диспергованого гумусу
	IRPgl	Блокове, пухке роздільно-часткове	++	+++	+	+	++	++	++	+	++	++	++	++	++	++	+++	+++	Диспергований бурий муллевий гумус.

Мікроморфологічна будова: **Поровий простір**: **К** – каналоподібні пори; **Тр** – тріщини усихання; **Пу** – пори упаковки; **Ва** – внутрішньоагрегатна пористість; **Оттична орієнтація плазми**: **Лс** – роздільно-лускувата і роздільно-волокниста; **Пв** – паралельно-волокниста; **Ст** – сплутано-волокниста та сітчаста; **Кіл** – кільцева; **Наг** – натйоки коломорфних глин; **Фр** – фрагменти кутан у плазмі; **Пал** – папули; **Гп** – гіпокутани; **Е** – збіднені на плазмі мікрозони; **Fe-Mn** – залізо-манганові новоутворення. Частота одиниць мікроморфологічної будови: + - зрідка зустрічається; ++ - загалом поширена; +++ - часто зустрічається, переважає

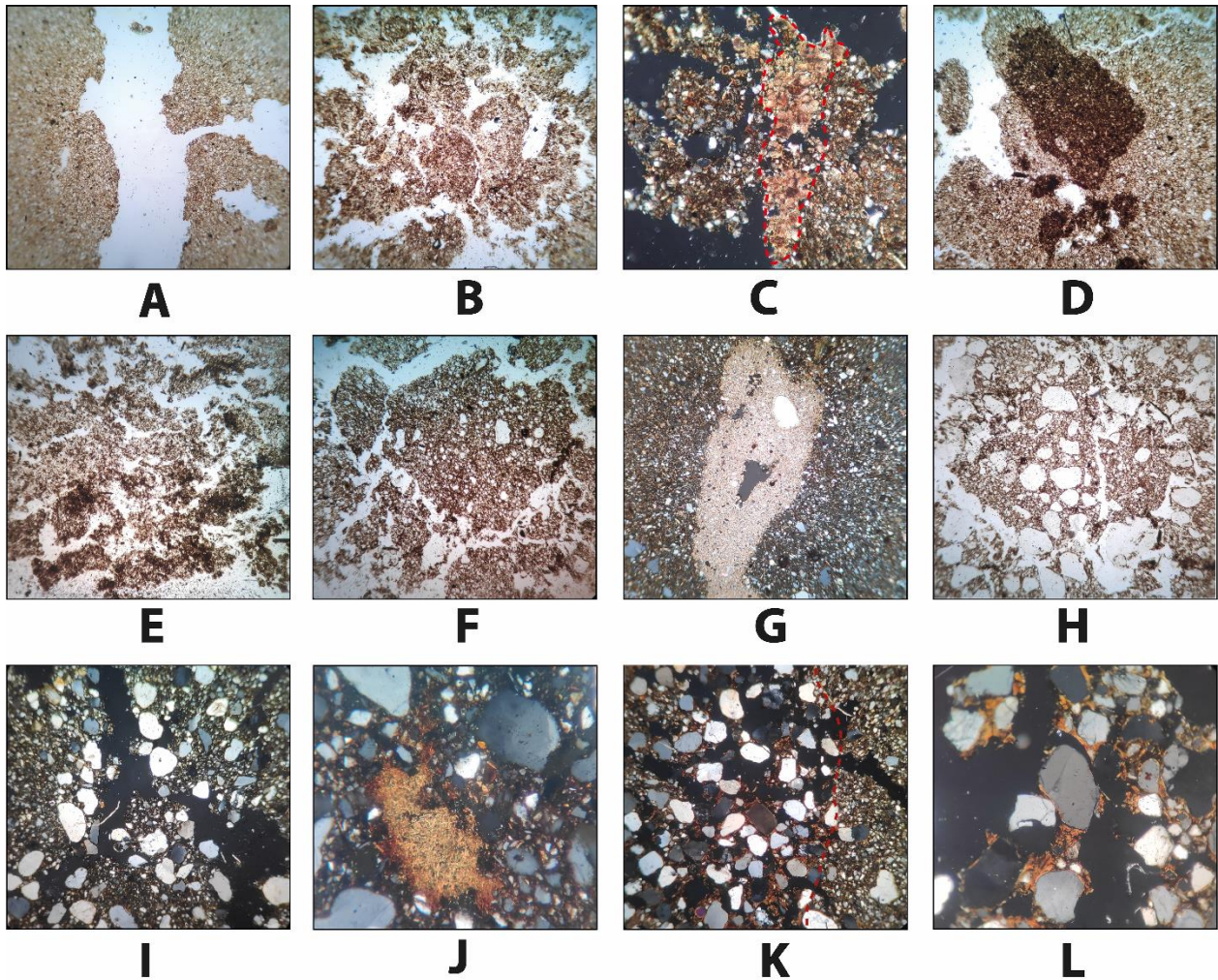


Рис. 4. Мікроморфологічна будова. А – блокове складення і широка каналоподібна пора у причорноморському лесі; В – складні мікроагрегати (II-III порядків) у гор. Нрк(gl) дофінівського ґрунту; С – стягнення дрібнокристалічного кальциту з домішкою глини та гумусу у гор. НРGLk дофінівського ґрунту; D – залізо-гумусові стягнення у витачівському ґрунті; E – концентрація грубих форм гумусу та шаруватоподібне складення удайського лесу; F – крупні прості мікроагрегати у гор. Нк(gl) дерново-карбонатного ґрунту рl_c; G – карбонатний нодуль, складений крипнокристалічним кальцитом у гор. НРк дерново-карбонатного ґрунту рl_c; H – піщано-плазмова мікробудова та крупні прості мікроагрегати в ініціальному буроземі рl_b; I – концентрація піщаних зерен вздовж каналоподібних пор, як ймовірний результат криогенного сортування, у чорноземоподібному ґрунті рl_c; J – глинисто-карбонатний нодуль у гор. НЕ дерново-слабопідзолистого ґрунту kd_{b2}; K – заповнення криогенної тріщини піщаним матеріалом окутаних плівками коломорфних глин у гор. Ірgl(e) дерново-слабопідзолистого ґрунту kd_{b2}; L – напівзруйновані натьки коломорфних глин армують між собою піщані зерна скелету, у гор. Ірgl(e) дерново-слабопідзолистого ґрунту kd_{b2}

коломорфних глин майже повністю заповнюють існуючий простір, цементуючи ґрунтовий матеріал. Кутани гумусово-залізисто-глинисті, рідше глинисті, шаруваті, з ознаками руйнування (Рис. 4К; 4L). Коломорфні глини вміщують поодинокі пилюваті зерна, що є індикатором процесів партлювації [15].

Кількість натьоків коломорфних глин дещо зменшується у горизонті *IRPgl*, при цьому, вони тут більш зруйновані та асимільовані у плазму. У цілому матеріал збіднений на глину, із підвищеним умістом органічного пігменту у плазмі.

З'являється велика кількість дрібних стягнень мангану у порах, а також поодинокі залізо-манганові мікроортштейни.

Гранулометричний склад. За результатами гранулометричного аналізу встановлено, що ґрунти та відклади пленігліціалу характеризуються переважно моноmodalними несиметричними емпіричними полями розподілу фракцій (окрім удайського соліфлюкційного горизонту), із максимумом у фракції крупного пилу (від 45,5% у причорноморському лесі до 71,5% у витачівському ґрунті). Окрім цього, у причорно-

морському кліматоліті та соліфлюкційних горизонтих (bg_1 , ud_1) виявлено підвищений вміст фракції дрібного піску (11,5-26,1%). Вміст мулу у підрозділах пленігліціалу коливається від 18,2% у bg лесі до 33,4% у гор. $HPGLk$ дофінівського ґрунту.

Високий вміст мулистих фракцій зумовлює низькі значення медіанного радіусу (Md): від 0,011 мм у бузькому лесі до 0,021 мм у причорноморському лесі. В удайському соліфлюкційному горизонті спостерігається різке зменшення вмісту мулу (2,1%), поява фракцій середнього (3,4%) і крупного (0,6%) піску.

Прилуцько-кайдацька ґрунтова світа відзначається як мономодальними, так і бімодальними емпіричними полями розподілу фракцій, із максимумами у фракціях дрібного піску, крупного піску, середнього піску і мулу. У цілому у ґрунтах високим є вміст піщаних фракцій (від 5,6% у гор. HPk ґрунту pl_c до 69,3% у гор. EIh ґрунту kd_{b2}), зокрема, середньозернистого і крупнозернистого піску. У кайдацькому ґрунті навіть з'являється домішка грубозернистого піску. Вміст мулистої фракції коливається від 7,7% у ґрунті pl_{b2} до 19,5% у гор. $IRPgl$ кайдацького ґрунту. Відносно грубодисперсний гранулометричний склад ґрунтів відображено у медіанному радіусі часточок, особливо у кайдацькому ґрунті (до 0,11 мм у гор. EIh).

За показниками коефіцієнту сортування встановлено наступне. Як ґрунтови, так і лесові кліматоліти переважно характеризуються середнім ступенем сортування. Найкраще відсортованими є соліфлюкційні горизонти ($So=2,72-2,85$), голоценовий ґрунт ($So=2,26-2,37$), а також гор. HPk ґрунту pl_c ($So=2,07$). Найгірше відсортованими є ґрунти які зазнали впливу процесів оглеєння та ілювіювання: дофінівський ($So=4,79-4,84$) і кайдацький ($So=3,55-7,67$).

Рівні кріогенезу. Найдавніші кріогенні утворення виявлені у дніпровському кліматоліті і представлені синседиментними інволюційними деформаціями із системою мікроскидів. Останні, ймовірно, утворилися у результаті локального танення багаторічно мерзлих порід.

Кайдацький педокомплекс деформований системою первинно-ґрунтових жил клиноподібної форми, глибиною до 0,9 м (рис. 2В). Кріоструктури відкриваються із покрівлі гор. $IRgl(e)$ і заповнені матеріалом цього горизонту. Окрім цього, ґрунт пронизаний системою сітчастих та неповносітчастих посткріогенних текстур, а гор. HEi – шліровою посткріогенною текстурою (рис. 2Е). Цілком ймовірно, що зазначені вище кріогенні утворення сформувалися упродовж тясминського кріоетапу. А посткріогенні структури мо-

гли утворитися і упродовж пізніших стадій кріогенезу.

Прилуцький педокомплекс деформований соліфлюкційними текстурами (рис. 2В; 2С) тільки у верхній частині ґрунту pl_c та у ґрунті pl_a , що дає підстави виділяти два окремих соліфлюкційні горизонти. Перша активізація в'язко-пластичних потоків відбулася, очевидно, упродовж похолодання усередині прилуцького етапу, коли утворилася система первинно-ґрунтових жил глибиною до 1,5 м. Усі морозобійні структури вигнуті вниз за схилом під кутом 30-40°.

Верхній соліфлюкційний горизонт деформує як ґрунт pl_c , так і нижню частину удайського лесу, тому вважаємо, що активізація в'язко-пластичних потоків мала місце на початку удайського етапу. Поряд із соліфлюкційними процесами активними були і делювіальні. З покрівлі прилуцького кліматоліту відкривається система невеликих первинно-ґрунтових жил клиноподібної форми, глибиною 0,9-1,1 м, які утворюють полігони шириною 1,5 м (рис. 2В). Розкрито також невелику псевдоморфозу за повторно-жилним льодом, глибиною 1,8 м, яка відкривається із покрівлі соліфлюкційного горизонту (рис. 2В). Ширина псевдоморфози у гирлі складає 1,0 м, вона заповнена лесовим матеріалом із підвищеною кількістю карбонатів кальцію. У приконтатній зоні кріоструктури яскраво виражені структури вигинання відкладів уверх як наслідок бічного кріостатичного тиску льодяного клину. Верхня частина псевдоморфози слабо вигнута униз за схилом соліфлюкційними текстурами, що свідчить про її формування у період активних в'язко-пластичних потоків.

Соліфлюкційними текстурами деформована більша частина бузького кліматоліту, хоча витачівський ґрунт залишається непорушеним (рис. 2А). Плікативні деформації на плакорі переходять у насувні та язиковаті структури на схилах і в соліфлюкційні покриви в основі схилів.

Виявлено верхню частину псевдоморфози за повторно-жилним льодом, яка відкривається із покрівлі красилівського рівня оглеєння. Розкрито верхніх 1,5 м псевдоморфози, шириною у гирлі 1,2 м. Потенційно глибина структури може перевищувати 2 м. На цьому рівні виявлено також крупномасштабні інволюційні структури краплино- та кишенеподібної форми. Діаметр окремих «краплин» досягає 50 см. Такі структури утворюються у результаті деградації багаторічної мерзлоти [44, 61, 62]. Із покрівлі красилівського підгоризонту також відкривається густа система тріщин усихання (морозобійних тріщин?) глибиною до 1 м, заповнених карбонатним лесовим матеріалом.

Реконструкція палеогеографічних умов і етапності формування лесово-грунтових відкладів розрізу.

Дніпровський етап. Пачку відкладів дніпровського кліматоліту, на нашу думку, доцільно визначати як фацію перигляціального алювію із комплексом синседиментних інволюційних деформацій.

У розрізі розкрито верхню пачку алювію завадівсько-дніпровської (V-ої за М. Ф. Векличем [16]) надзаплавної тераси. У сучасному рельєфі вона слабо виражена внаслідок значного розчленування рельєфу яружно-балочною мережею молодшого віку. Проте на південній схід від розрізу (біля с. Шибин) розташована поверхня вирівнювання із абсолютними висотами 218-222 м, яку І. Черваньов [42] описує як високу надзаплавну терасу р. Стир. Високі значення абсолютних висот тераси, описаної біля с. Шибин, можуть свідчити про її давній вік. На основі вивчення кількох розрізів у басейні р. Дежі, ми припускаємо, що алювіальні відклади, описані у розрізі Смиків, утворені річкою Дежа, а не р. Стир. Морфологічно виражені надзаплавні тераси у долині Дежі сформувалися вже у пленігліціалі.

У розрізі Смиків верхня пачка алювію дніпровського кліматоліту у напрямку сучасної долини р. Дежа частково зрізається педоседиментами кайдацького часу, що однозначно свідчить про наявність у той час похилу території. На основі вивчення серії розчисток, закладених у напрямку річки, встановлено, що крутизна схилу річкової долини була значною вже у прилуцький час. Це обумовлювало активний розвиток делювіальних процесів у теплі періоди і соліфлюкційних у холодні. Таким чином, можна припустити, що значний ерозійний вріз р. Дежа відбувався із початку *кайдацького часу*. Глибокий ерозійний вріз на початку останнього міжзледеніння у цілому є типовим для Східноєвропейської рівнини [3,16,20].

До кінця міжзледеніння ерозійні процеси поступово затухали, у результаті чого накопичення педоседиментів припинилося, а педогенез *in situ* розпочався. За морфологічними ознаками кайдацького кліматоліту у розрізі Смиків можна виділити всі три стадії педогенезу: kd_a , kd_{b1} , kd_{b2} , встановлені Н. О. Сіренко [40]. На початковій стадії формувалися дернові ґрунти, а на ранньому оптимумі – лісові. Дерново-слабопідзолистий ґрунт пізнього оптимуму простежено у розрізі вже *in situ*. З підшви горизонту *Elh* цього ґрунту відкривається система первинно-ґрунтових жил, що дає підстави виділяти дві фази педогенезу, розділені похолоданням. Кріоструктури могли утворитися упродовж *тясминського криоетапу*. Тобто малопотужний матеріал тясминського клі-

матоліту міг бути перетворений процесами педогенезу у прилуцький час.

Інтенсивні процеси опідзолення-ілювіювання у ґрунті kd_{b2} обумовили накопичення у гор. $Ip_{gl}(e)$ великої кількості коломорфних глин, які практично повністю заповнюють існуючий простір, цементуючи ґрунтовий матеріал. Це, у свою чергу, викликало погіршення умов аерації і розвиток слабких процесів поверхневого оглеєння. Легкий гранулометричний склад материнської породи і інтенсивні процеси опідзолення обумовлювали не лише міграцію глинистої фракції вниз за профілем, а й окремих пилюватих зерен, що ідентифікуються за включеннями первинних мінералів у кутанах.

Прилуцький етап. Супіщаний гранулометричний склад, велика кількість середньокатаних піщаних зерен і добре сортування матеріалу прилуцького кліматоліту дають підстави говорити про значну інтенсивність ерозійних процесів у той час. Однак співвідношення інтенсивності процесів педогенезу і осадо накопичення було таким, що забезпечувало утворення ґрунтів, а не педолітів. Полігенетичний чорноземоподібний ґрунт прилуцького кліматоліту, найвірогідніше, сформувався упродовж трьох стадій педогенезу.

У ранню стадію утворився чорноземоподібний ґрунт зі слабкими ознаками опідзолення. Останні обумовлені легким гранулометричним складом материнської породи. Ґрунтовий матеріал характеризується гумусово-глинистим складом плазми, проте лише частковою агрегованістю. Значний ступінь дезагрегації матеріалу міг бути результатом епігенетичних процесів промерзання-танення та ініціального оглеєння [21, 63]. Кріогенна трансформація ґрунтового матеріалу на мікрорівні підтверджується сортуванням піщаних зерен за стінками порового простору, що, найвірогідніше, є результатом кріогенного пучіння [21, 29, 38]. Ґрунти чорноземного ряду формувалися на території України загалом [20, 49], і на території Волинської височини [46], зокрема, упродовж підстадії pl_{1b2} . Тому й корелюємо описаний ґрунт із утвореннями цієї підстадії.

Деформації чорноземоподібного ґрунту соліфлюкційними текстурами і системою первинно-ґрунтових жил, які відкриваються з його кривлі, є індикаторами значного похолодання клімату усередині прилуцького етапу. Найвірогідніше, кріогенез в умовах глибокого сезонного промерзання відбувався упродовж холодного підетапу ' pl_2 ', простеженого у розрізах інших районів України [49].

Вище залягає непорушений пластичними деформаціями ініціальний ґрунт (pl_b), який за своїми морфологічними рисами нагадує ембріональний бурозем. Проте гумусово-глинистий

склад плазми є індикатором відносно активних процесів гумусоутворення. Поряд із мулевим гумусом, існують осередки накопичення грубих форм гумусу (модер, мулеподібний модер), що свідчить про кислі умови гумусонакопичення. Такі умови могли існувати у світлих лісах [39]. Сліди процесів опідзолення та лесиважу відсутні. Цей ґрунт міг утворитися упродовж ранньої стадії підетапу 'p13' - p13b1.

Верхній ґрунт прилуцької ґрунтової світи є дерново-карбонатним. У нижній його частині (гор. НРк.) плазма просочена крипто- та мікрокристалічним кальцитом, який подекуди цементує ґрунтовий матеріал. Новоутворення карбонатів значною мірою перекристалізовані та несуть ознаки їхньої сезонної міграції. У гор. Нк(gl) зростає домішка диспергованого гумусу типу «степовий муль», який скоагулювано у крупні та прості мікроагрегати. Велика кількість залізо-манганових новоутворень є результатом діагенетичного оглеєння. Отже, особливості ґрунту свідчать про його формування в умовах посушливого клімату, а сам ґрунт може бути віднесений до пізньої стадії підетапу - p13b2.

На початку *удайського кріоетапу* ще в аридних умовах сформувалася система невеликих первинно-ґрунтових жил (глибиною 1 м та із шириною полігонів 1,5 м). Подальше наростання зволоженості клімату обумовило активізацію соліфлюкційно-делювіальних процесів на схилах крутизною навіть 2. У цей час сформувалася невелика псевдоморфоза за повторно-жилним льодом (глибиною 1,8 м), яка припинила свій ріст ще у період активних соліфлюкційних процесів. Найвірогідніше, деградація льодяного клина відбулася ще на початку стадіалу. Палеомерзлотний комплекс *удайського кріоетапу*, досліджений і в інших розрізах території Волинської височини [14, 33, 50], дає підстави вважати, що у цей час тут існувала дискретна кріолітозона.

До кінця *удайського етапу* процеси кріогенезу та делювіального змиву поступово змінюються лесонакопиченням. Проте високий вміст органічної речовини у плазмі у вигляді згустків аморфного мулевого гумусу та гумусу типу модер свідчать про участь ініціальних процесів педогенезу (зокрема гумусонакопичення) в утворенні відкладів.

У *витацівській час* мала місце активізація ерозійних процесів, що відображене у перевідкладенні ґрунтового матеріалу. У цей час, ймовірно, формувалися бурі глейові ґрунти в умовах контрастного водного режиму, у результаті чого органічна речовина була скоагульована в аморфні згустки, гідроксиди заліза та мангану сегреговані у нодулі, утворилася система мікротріщин усихання. Присутність уздовж каналоподібних

пор карбонатно-глинистих гіпокутан, вірогідно, є результатом сезонної міграції карбонатів разом із капілярною вологою. Утворення карбонатних гіпокутан, ймовірно, було діагенетичним.

У *бузький час* соліфлюкційні процеси на схилах існували досить довго, що обумовило пластичні деформації майже усього лесового кліматоліту. Локалізація великої кількості карбонатів у борошністій формі (розмір кристалів кальциту майже відповідає розміру пилюватих зерен), вірогідно, є результатом обумовленої кріогенезом кристалізації насичених кальцитом розчинів [52]. Окрім цього, зустрічаються карбонатні нодулі (до 4 см у діаметрі), які, за [28], утворюються в умовах зміни періодичного стояння вологи із посушливими сезонами. Перезволоження відкладів кліматоліту могло бути зумовленим існуванням місцевого водотривкого шару багаторічно мерзлих порід. При цьому, також мають місце псевдоморфози карбонатів за давніми коренями, які складаються із крупніших кристалів кальциту розміщених концентрично у поровому просторі. За [43] такі кристали утворюються у результаті заміщення органічних клітин кальцитовим розчином та його подальшою кристалізацією.

У *дофінівській час* сформувалася палеобурий карбонатний ґрунт, оглеєний у нижній частині. Ґрунт відзначається високим вмістом карбонатів (10,4-12,9%), проте вони в основному поширені у борошністій формі, і, ймовірно, мають кріогенне походження. Діагенетичне формування карбонатів підтверджується їхньою максимальною локалізацією у верхній частині генетичного профілю ґрунту.

Високий вміст органічної речовини у плазмі, а місцями складна мікроагрегація ґрунтового матеріалу свідчать, по-перше, про інтенсивні процеси гумусоутворення, а по-друге, про високу активність ґрунтової фауни. У гор. НРGLk органічна речовина представлена більш грубими формами гумусу (мулеподібним модером і модером), які утворилися в умовах сезонного стояння вологи. Вірогідно, кислі умови гумусонакопичення, які існували на ранній фазі педогенезу, змінилися нейтральними на пізній. Це може свідчити про зменшення ступеня ґрунтового зволоження до кінця етапу.

У *причорноморський час* відбулося утворення типових карбонатних лесів в умовах деякої активізації ерозійних процесів. Останнє впливає із підвищеного вмісту фракції дрібного піску. Карбонати представлені в основному мікритом, який рівномірно просочує плазму і зрідка сегреговано у новоутворення, що свідчить про їхній більшою мірою синседиментний генезис. За наявності ініціального глейового ґрунту

у цьому лесовому кліматоліті можна ідентифікувати потепління клімату усередині етапу (**pc₂**).

Значне похолодання клімату впродовж його пізнього підетапу (**pc₃**) обумовило активізацію процесів кріогенезу – формування системи псевдоморфоз за повторно-жильним льодом (глибиною близько 2 м). В умовах локальної деградації багаторічної мерзлоти чи зростання глибини діяльного шару утворилася система інволюційних деформацій.

У голоцені сформувався чорнозем типовий, який, у результаті процесів площинного змиву, характеризується укороченим профілем і локалізацією карбонатів у нижній частині ґрунту.

Висновки.

1) Лесово-ґрунтова формація у розрізі Смиків підрозділяється на дрібні стратиграфічні одиниці, особливо у кайдацькому і прилуцькому кліматолітах, що робить цей розріз цінним для подальшої розробки і вдосконалення регіональної схеми короткоперіодичної палеогеографічної етапності.

2) Перигляціальний алювій дніпровського часу, який залягає в основі розрізу Смиків, а також аналіз будови сусідніх відслонень, свідчить про розташування розрізу на давній надзаплавній терасі р. Дежа. Ерозійний вріз р. Дежа, який триває до тепер, розпочався у кайдацькому етапі.

3) Розташування розрізу на пологому схилі дозволяє визначити за його утвореннями декілька фаз активізації ерозійних і соліфлюкційних процесів. Ерозійні процеси були найбільш активними на фазах: **kd_a**, **kd_{b1}**, **pl**, **ud₁**, **vt**, **pc**, **hl**, соліфлюкційні процеси – на фазах: **pl₂**, **ud₁**, **bg**.

4) Упродовж кайдацького етапу мали місце три фази педогенезу: **kd_a**, **kd_{b1}**, **kd_{b2}**. У розрізі Смиків утворення перших двох фаз у зв'язку із розвитком ерозійних процесів представлені пе-

доседиментами, упродовж третьої фази відбулося утворення дерново-слабопідзолистого ґрунту.

5) За особливостями будови прилуцького педокомплексу реконструйовано такі короткоперіодичні етапи розвитку природи цього часу: **pl_{1b2}** – формування чорноземоподібного опідзоленого ґрунту за умов аридизації клімату; **pl₂** – похолодання й активізація кріогенних процесів (соліфлюкція, морозобійне розтріскування); **pl_{3b1}** – формування ініціальних дерново-бурих ґрунтів; **pl_{3b2}** – формування дерново-карбонатних ґрунтів за умов аридизації клімату.

6) На початку удайського етапу фаза морозобійного розтріскування змінилася фазою розвитку соліфлюкційно-делювіальних процесів. У цей час існувала дискретна кріолітозона. До кінця етапу схилі процеси послабилися, посилювалися лесонакопичення та ініціальний педогенез.

7) Наступні інтерстадіали позначені такими подіями. У витачівський час активізація ерозійних процесів обумовила перевідкладення бурих глейових ґрунтів. У дофінівський час формувалися палево-бурі карбонатні ґрунти із огляснням нижньої частини профілю.

8) Упродовж тривалої частини бузького часу мала місце фаза активізація соліфлюкційних процесів, яка до кінця етапу змінилася процесами лесонакопичення.

9) У причорноморський час повторно активізувалися слабкі ерозійні процеси, проте кріогенні в'язко-пластичні течії не мали місця. Локалізація у причорноморському лесі найбільшої кількості карбонатів, тріщин усихання і псевдоморфоз за повторно-жильним льодом свідчить про суворий та посушливий клімат у холодні підетапи **pc₁**, **pc₃**, розділені потеплінням клімату **pc₂**. Упродовж останнього формувалися ініціальні глейові ґрунти.

Література

1. Артюшенко А.Т. История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде / А.Т. Артюшенко, Р.Я. Аран, Л.Г. Безусько. – Киев: Наукова Думка, 1982. – 136 с.
2. Безусько Л.Г. Закономірності та тенденції розвитку рослинного покриву України у пізньому плейстоцені та голоцені / Л.Г. Безусько, С.Л. Мосякін, А.Г. Безусько. – Київ: Альтерпрес, 2011. – 448 с.
3. Беляев Ю.Р. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего – позднем плейстоцене / Ю.Р. Беляев, Т.М. Григорьева, С.А. Сычева, Е.Д. Шеремецкая // Геоморфология. – 2008. – №1 – С. 43-55. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-1-43-55>
4. Богуцький А. Палеокриогенные процессы на западе Украины в верхнем и среднем плейстоцене / А. Богуцький, А. Величко, В. Нечаев // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. – Москва: Наука, 1975. – С. 80-89.
5. Богуцький А. Антропогенные покровные отложения Воляно-Подолли / А. Богуцький // Антропогенные отложения Украины / Отв. ред. Д.Е. Макаренко. – Киев: Наукова Думка, 1986. – С. 121-132.
6. Богуцький А.Б. Основные палеокриогенные этапы плейстоцена юго-запада Восточно-Европейской платформы / А.Б. Богуцький // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Тез. VII Все-союз. совещ. – Таллинн, 1990. – Т. 1. – С. 65–66.
7. Богуцький А. Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-ґрунтової серії опорного розрізу Дубно (Тараканів), Волинська височина / А. Богуцький, П. Волошин // Вісник Львівського університету. Серія Географія. – 2011. – Вип. 39 – С. 28-34.

8. Бозуцький А. Делювіально-соліфлюкційні процеси й проблеми перевідкладення і датування палеолітичних культур / А. Бозуцький, М. Ланчонт, О. Томенюк, О. Ситник // *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*. – Львів: Ін-т українознавства ім. І. Крип'якевича НАН України, 2012. – Вип. 16. – С. 55-64.
9. Бозуцький А. Верхній палеоліт Мізоцької височини на матеріалах стоянок Ліпа I та Ліпа VI: природне середовище, вік, техніка обробки кременю, первісне мистецтво / А. Бозуцький, О. Ситник, О. Томенюк, Р. Коронецький // *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*. – 2018. – Вип. 22. – С. 23-41.
10. Бончковський О.С. Новий Тік – новий розріз лесово-грунтової серії неоплейстоцену Волинської височини / О.С. Бончковський // *Фізична географія та геоморфологія*. – 2015. – Вип. 79. – С. 77-89.
11. Бончковський О.С. Колодежі – новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену Волинської височини / О.С. Бончковський // *Фізична географія та геоморфологія*. – 2015. – Вип. 80. – С. 69-76.
12. Бончковський О.С. Новостав – детально стратифікований розріз лесово-грунтової серії Волинської височини / О.С. Бончковський // *Фізична географія та геоморфологія*. – 2017. – Вип. 86. – С. 29-40.
13. Бончковський О.С. Ковбань – детально стратифікований розріз лесово-грунтової серії Волинської височини / О.С. Бончковський // *Фізична географія та геоморфологія*. – 2018. – Вип. 90. – С. 24-33.
14. Бончковський О.С. Палеокріогенні процеси на території Волинської височини / О.С. Бончковський // *Вісник Дніпропетровського університету. Серія Геологія. Географія*. – 2018. – Вип. 26 – С. 3-16. <https://doi.org/10.15421/111801>
15. Бронникова М.А. Силикатные кутаны иллювирирования как носители памяти почв / М.А. Бронникова // *Почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин*. – Москва: Изд-во ЛКИ, 2008. – С. 468-491.
16. Веклич М.Ф. Палеозанность и стратотипы почвенных формаций Украины верхнего кайнозоя / М.Ф. Веклич. – Киев: Наукова Думка, 1982. – 200 с.
17. Веклич М.Ф. Стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Украины / М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж.М. Матвишина, Н.П. Герасименко, В.И. Передерий, С.И. Турло // *Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины*. – Киев: Госком геологии Украины, 1993. – 40 с.
18. Волошин П.К. Инженерно-геологическое расчленение лессовых толщ с применением методов палеокриологии и палеопедологии (на примере опыта инженерно-строительных изысканий Волино-Подольи): Автореф. ... канд. геогр. наук / П.К. Волошин. – Москва: 1987. – 19 с.
19. Гагарина Э.И. Микроморфологический метод исследования почв / Э.И. Гагарина. – Санкт-Петербург: Изд-во СПб ун-та, 2004. – 156 с.
20. Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертинного периода на территории Украины: Автореф. ... д-ра геогр. наук / Н.П. Герасименко. – Київ, 2004. – 46 с.
21. Герасимова М.И. Микроморфология почв природных зон СССР / М.И. Герасимова, С.В. Губин, С.А. Шоба. – Пуццино: Пуцинский научный центр, 1992. – 219 с.
22. Геренчук К.І. Природа Ровенської області / К.І. Геренчук. – Львів: Вища школа, 1976. – 156 с.
23. Главацький Д. Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів (Волинська височина) / Д. Главацький, В. Бахмутов, А. Бозуцький, П. Волошин // *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. – 2016. – Вип. 1. – С. 43-51.
24. Дмитрук Р.Я. Палеогеографічні умови верхньоплейстоценового лесонагромадження Волино-Поділля (на основі вивчення малакофауни): Автореф. ... канд. геогр. наук / Р.Я. Дмитрук. – Львів, 2001. – 15 с.
25. Дорошкевич С.П. Природа Середнього Побужжя у плейстоцені: за даними вивчення викопних ґрунтів / С.П. Дорошкевич. – Київ: Наукова Думка, 2018. – 176 с.
26. Кармазиненко С.П. Микроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України / С.П. Кармазиненко. – Київ: Наукова Думка, 2010. – 120 с.
27. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы: методы его изучения / Н.А. Качинский. – Москва: Изд-во АН СССР, 1958. – 192 с.
28. Ковда И.В. Карбонатные новообразования в почвах: старые и новые проблемы изучения / И.В. Ковда // *Почвы, биогеохимические циклы и биосфера*. – Москва: КМК, 2004. – С. 115-136.
29. Кошелева И.Т. Микроморфология тундровых почвогрунтов как возможный индикатор их генезиса / И.Т. Кошелева // *Известия АН СССР. Серия географическая*. – 1958. – №3. – С. 25-30.
30. Кузьмішина І.І. Флора Волинської височини, її антропогенна трансформація та охорона: Автореф. ...канд. біол. наук / І.І. Кузьмішина. – Луцьк, 2008.
31. Матвишина Ж.Н. Микроморфология позднеплейстоценовых почв Украины / Ж.Н. Матвишина. – Киев: Наукова Думка, 1982. – 144 с.
32. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене / Т.Д. Морозова. – Москва: Наука, 1981. – 282 с.
33. Нечаев В.П. Палеокриогенные процессы на территории Волино-Подольской возвышенности в верхнем плейстоцене: Автореф. ... канд. геогр. наук / В.П. Нечаев. – Москва, 1983. – 19 с.
34. Паламарчук Н.Ю. Палеогеографічні умови формування коршівського викопного ґрунтового комплексу Волино-Поділля: Автореф. ...канд. геогр. наук / Н.Ю. Паламарчук. – Львів: ЛНУ імені І. Франка, 2011. – 20 с.
35. Парфенова Е.И. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении / Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова. – Москва: Наука, 1977. – 114 с.

36. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / за ред. Ж.М. Матвіїшиної. – Київ: Наукова Думка, 2010. – 200 с.
37. Пясецький В.К. Палеоліт Волинської височини і Малеого Полісся / В.К. Пясецький. – Рівне, 2009. – 120 с.
38. Рогов В.В. Микростроение мерзлых грунтов: Автореф. ... д-ра геогр. наук / В.В. Рогов. – Москва, 1989. – 38 с.
39. Ромашкевич А.И. Микроморфология и диагностика почвообразования / А.И. Ромашкевич, М.И. Герасимова. – Москва: Наука, 1982. – 124 с.
40. Сиренко Н.А. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н.А. Сиренко, С.И. Турло. – Киев: Наукова думка, 1986. – 188 с.
41. Цацкин А.И. Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины: Автореф. ... канд. геогр. наук / А.И. Цацкин. – Москва, 1980. – 20 с.
42. Черванев И.Г. Структурный анализ бассейна р. Стырь: Автореф. ... канд. геогр. наук / И.Г. Черванев. – Харьков, 1968.
43. Becze-Deak J. Small-scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for palaeoenvironmental reconstructions / J. Becze-Deak, R. Langohr, E.P. Verrecchia // *Geoderma*. – 1997. – V. 76 (3). – P. 221-252.
44. Bertran P. Pleistocene involutions and patterned ground in France: examples and analysis using a GIS database / P. Bertran, P. Antoine, L. Deschodt, M. Font, D. Silicia // *Permafrost and periglacial processes*. – 2017. – V. 28 (4) – P. 710-725. <https://doi.org/10.1002/ppp.1957>
45. Bogucki A. Zapadowosc pleistocenskich pozionow lessowo-glebowych i kriogenicznych Wolynia i Podoli / A. Bogucki, P. Voloshyn, O. Tomeniuk // *Przegląd Geologiczny*. – 2014. – V. 62 (2). – P. 553-559.
46. Bonchkovskiy O.S. Changes in pedogenic processes during Pryluky times (Late Pleistocene) in the central part of the Volyn Upland / O.S. Bonchkovskiy // *Journal Geology, Geography and Geoecology*. – 2019. – V. 28 (2). – P. 230-240. <https://doi.org/10.15421/111924>
47. Dolecki L. Struktury peryglacialne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wisla) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji poludniowo-zachodniej / L. Dolecki // *Annales universitatis Mariae Curie-Sklodowska*. – 2003. – V. 8. – P. 65-92.
48. Fedorowicz S. Loess-paleosol sequence at Korshiv (Ukraine): Chronology based on complementary and parallel dating (TL, OSL), and litho-pedosedimentary analyses / S. Fedorowicz, M. Łanczont, A. Bogucki, J. Kusiak, P. Mroczek, G. Adamiec, A. Bluszcz, P. Moska, M. Tracz // *Quaternary International*. – 2013. – V. 296. – P. 117-130. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.001>
49. Gerasimenko N. Upper Pleistocene loess-palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine / N. Gerasimenko // *Quaternary International*. – 2006. – V. 149. – P. 55-66. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.018>
50. Jary Z. Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and Western Ukraine / Z. Jary // *Quaternary International*. – 2009. – V. 198 (1). – P. 124-135. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.01.008>
51. Kemp R.A. A high-resolution micromorphological record of changing landscapes and climate on the western Loess Plateau of China during oxygen isotope stage 5 / R.A. Kemp, E. Derbyshire, X. Meng // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. – 2001. – V. 170 (1). – P. 157-169.
52. Konishchev V.N. The role of cryogenic processes in the formation of loess deposits / V.N. Konishchev // *Geography environment sustainability*. – 2015. – №3. – P. 14-35. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2015-8-3-14-35>
53. Kusiak J. New exposure of loess deposits in Boyanychi (Ukraine). Results of termoluminescence analyses / J. Kusiak, M. Łanczont, A. Bogucki // *Geochronometria*. – 2012. – V. 39 (1). – P. 84-100. <https://doi.org/10.2478/s13386-011-0054-1>
54. Łanczont M. Stratigraphic position and natural environment of the oldest Middle Palaeolithic in central Podolia, Ukraine: New data from the Velykyi Glybochok site / M. Łanczont, T. Madeyska, A. Bogucki, O. Sytnyk, J. Kusiak, Z. Frankowski, M. Komar, J. Nawrocki, B. Żogała // *Quaternary International*. – 2014. – V. 326-327. – P. 191-212. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.045>
55. Łanczont M. Natural environment of MIS 5 and soil catena sequence along a loess slope in the Seret River valley: Evidence from the Pronyatyn Paleolithic site (Ukraine) / M. Łanczont, T. Madeyska, O. Sytnyk, A. Bogucki, M. Komar, J. Nawrocki, B. Hołub, P. Mroczek // *Quaternary International*. – 2015. – V. 365. – P. 74-97.
56. Lindner L. Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-paleosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine / L. Lindner, A. Bogutsky, P. Gozhik, B. Marciniak, L. Marks, M. Łanczont, J. Wojtanowicz // *Acta Geologica Polonica*. – 2002. – V. 52 (4). – P. 459-1469.
57. Lindner L. Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black Sea, Central Europe / L. Lindner, A. Bogutsky, P. Gozhik, L. Marks, M. Łanczont, J. Wojtanowicz // *Geological Quarterly*. – 2006. – V. 50 (1). – P. 195-210.
58. Nawrocki J. Palaeowind directions recorded in the Youngest Loess in Poland and Western Ukraine as derived from anisotropy of magnetic susceptibility measurement / J. Nawrocki, O. Polechońska, A. Bogucki, M. Łanczont // *Boreas*. – 2006. – V. 35(2). – P. 266-271. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01156>
59. Nawrocki J. The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate / J. Nawrocki, A. Wojcik, A. Bogucki // *Boreas*. – 1996. – V. 25 – P. 161-169.
60. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections / G. Stoops, M.J. Vepraskas, A.G. Jongmans. – Wisconsin: Soil Science Society of America Madison, 2003. – 184 p.

61. Vandenberghe J. Cryoturbations / J. Vandenberghe // *Advances in Periglacial Geomorphology* / Ed. M.G. Clark. – New York: Wiley, 1988. – P. 179-198.
62. Vandenberghe J. Cryoturbation structures / J. Vandenberghe // *Encyclopedia of Quaternary Science* / Ed. S.A. Elias, C. Mock. – 2013. – P. 430-435.
63. Van Vliet-Lanoë B. Frost action / B. Van Vliet-Lanoë // *Interpretation of Micromorphological features of soils and regoliths* / Eds. G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees – Elsevier, 2010. – P. 81-108.

UDC 551.89:631.42

Oleksandr Bonchkovskyi,

PhD student, Taras Shevchenko National University of Kyiv,
64/13, Volodymyrska St., Kyiv, 01601, Ukraine,
geobos2013@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1872-4552>

SMYKIV – THE NEW KEY SECTION OF THE UPPER PLEISTOCENE OF THE VOLYN UPLAND

Formulation the problem. The new section at Smykiv in the Volyn Upland has an informative stratigraphic record, showing details of climatic phases in the Late Pleistocene. The site is located in the Rivne Oblast, 40 km south of Lutsk, on slope of the River Dezha (the tributary of the River Styr).

Review of previous publications and studies. The loess-palaeosol sequence of the Volyn' Upland has been intensively studied by Ukrainian, Russian and Polish researchers such as A. Bogucki, M. Lanczont, P. Voloshyn, A. Tsatskin, V. Nechaev, T. Morozova, L. Bezusko, J. Kusiak, S. Fedorowicz, J. Nawrocki, R. Dmytruk and many others.

Methods. The section has been studied using lithostratigraphic, palaeopedological, palaeocryological, grain size, micromorphological and partial chemical methods, which enable the reconstruction of past climate and environment. The stratigraphy is applied follows the Quaternary Framework of Ukraine (Veklich et al., 1993). All the stratigraphical units of the Upper Pleistocene are represented in the section; and, herein, these divided into smaller parts characterized by distinct environmental histories.

The purpose of the article is to study the detailed stratified sequence at Smykiv by various methods in order to clarify the regional Quaternary palaeogeographical scheme.

Results. The periglacial alluvium of the Dnipro unit, at the base of the sequence, and the analysis of the position of the site in the relief indicate the interpretation that it is located on the Dezha river's terrace. The alluvium bed is distorted by syngenetic involutions. The overlying Kaydaky unit truncates the alluvium, and is inclined parallel to the present valley slope.

Three pedogenetic phases during the Kaydaky times are identifiable: pedosediments formed in the first phase (kd_a), pedosediments of forest soil formed in the early optimum (kd_{b1}) and a Retisol formed in the late optimum (kd_{b2}). During the Tyasmyn cold event, a network of small soil veins formed.

Renewed, but less intense than in the Kaydaky unit, erosion processes started in Pryluky times. It can be demonstrated that the Pryluky polygenetic soil was formed in three phases, divided by a cold event in mid Pryluky times (pl_2). A Chernozem with signs of slight podzolisation and biogenic aggregation was formed during the first phase (pl_{1b2}). The soil is disturbed by cryogenic features formed during pl_2 . An incipient Cambisol was enriched with a fine organic matter during the phase pl_{3b1} . An incipient Calcic Cambisol (pl_{3b2}), aggregated and slightly gleyed, formed at the end of the Pryluky time.

Erosion processes were not strongly developed during Pleniglacial. At the beginning of the stadials (in Uday and Bug times), solifluction processes occurred. At the beginning of these stadials, other cryogenic features, such as soil veins, frost fissures and ice-wedges, were also formed. Upper Pleistocene loess beds show slight pedogenesis, particularly very weak humus accumulation and biogenic aggregation. Furthermore, all Pleniglacial units are enriched in carbonates in diverse forms: however, the most common is disperse powdery lime. These last are frequently interpreted as being the result of calcite crystallization under cryogenic processes.

During Vytachiv and Dofinivka interstadial times, boreal soils were formed – Gleyic Cambisol and Calcic Gleyic Cambisol, respectively. The first is mostly represented by pedosediments (indicating intense erosion), whereas the second soil is preserved *in situ* and it is enriched in fine organic matter and is well-microaggregated. The last loess unit of the Upper Pleistocene, the Prychornomorsk loess unit, is subdivided into two loess subunits (pc_1 and pc_3) which are connected with cryogenic events, and a Gleysol (pc_2), indicating a relatively warm period.

Keywords: loess-paleosol series, soil suite, grain-size analysis, micromorphology, cryogenic level, short-period development stages.

References

1. Artiushenko A.T., Arap R.Ya., Bezusko L.G. (1982). *Istoriya rastitelnosti zapadnykh oblastey Ukrainyi v chetvertichnom periode [The history of vegetation in Western Ukraine in the Quaternary]*. Kyiv: Naukova Dumka. [In Russian].
2. Bezusko L.G., Mosyakin S.L., Bezusko A.G. (2011). *Zakonomirnosti ta tendentsii rozvytku roslynnoho pokryvu Ukrainy u piznomu pleistotseni ta holotseni [Patterns and trends of development of the plant cover of Ukraine in the Late Pleistocene and Holocene]*. Kyiv, Alterpress. [In Ukrainian].
3. Belyayev Yu.R., Grigoryeva T.M., Sycheva S.A., Sheremetskaya E.D. (2008). *Razvitiya balochnykh verkhovi tsentra Srednerusskoy vozvyshehnosti v kontse srednego – pozdnem pleystotsene [The development of balka headwaters in the central part of Middle-Russian highland during the end of middle-late Pleistocene]*. *Geomorphology*, 1, 43-55. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-1-43-55>
4. Bogucki A., Velichko A., Nechaev V. (1975). *Paleokriogennyye protsessy na zapade Ukrainy v verkhnem i srednem pleystotsene [The paleocryogenic processes in the Western Ukraine during Middle and Late Pleistocene]*. *Problemy paleogeografii lessovykh i periglyatsialnykh oblastey. Moscow, Nauka*, 80-89. [In Russian].
5. Bogucki A. (1986). *Antropogenovye pokrovnye otlozheniya Volyno-Podolii [Anthropogenic surface deposits of the Volino-Podolia]*. In D.E. Makarenko (ed), *Antropogenovy vidklady Ukrainy (pp. 121-132)*. Kyiv, Naukova Dumka. [In Russian].
6. Bogutski A.B. (1990). *Osnovnyye paleokriogennyye etapy pleystotsena yugo-zapada Vostochno-Evropeyskoy platformy [The main paleocryogenic stages of the Pleistocene of the south-west of the East European platform]*. *Quaternary period: methods of study, stratigraphy and ecology. Thesis of the VI All-Union Conference. Tallinn*, 1, 65–66. [In Russian].
7. Bogucki A., Voloshyn P. (2011). *Inzhenerno-heolohichna kharakterystyka porid lesovo-gruntovoi serii opornoho rozrizu Dubno (Tarkaniv), Volynska vysochyna [Engineering-geological characteristics of the rocks of loess-soil series at the key profile Dubno (Tarkaniv), the Volyn Upland]*. *Visnyk Lviv univ. Ser. Geogr.*, 39, 28-34. [In Ukrainian].
8. Bogucki A., Lanczont M., Tomeniuk O., Sytnyk O. (2012). *Deluvialno-solifliuktsiini protsesy y problemy perevidkladennia i datuvannia paleolitychnykh kultur [Colluvial-solifluctional processes and problems of redeposition and dating of Paleolithic cultural horizons]*. *Materialy doslidzhen' z archeologii Karpat i Volyni*, 16, 55-64. [In Ukrainian].
9. Bogucki A., Sytnyk O., Tomeniuk O., Koropetskyi. (2018). *Verkhni paleolit Mizotskoi vysochyny na materialakh stoianok Lypa I ta Lypa VI: pryrodne seredovyshche, vik, tekhnika obrobky kremeniu, pervisne mystetstvo [Upper Palaeolithic of Mizoch Upland on the materials of Lypa I and Lypa VI sites: natural environment, age, technique of flint knapping, primeval art]*. *Materialy doslidzhen' z archeologii Karpat i Volyni*, 22, 23-41. [In Ukrainian].
10. Bonchkovskiy O.S. (2015). *Novyi Tik – novyi rozriz lesovo-gruntovoi serii neopleistotsenu Volynskoi vysochyny [Novyi Tik – new loess-soil section in the Volyn Upland]*. *Physical Geography and Geomorphology*, 79, 77-89. [In Ukrainian].
11. Bonchkovskiy O.S. (2015). *Kolodezhi – novyi rozriz lesovo-gruntovoi serii verkhnoho neopleistotsenu Volynskoi vysochyny [Kolodezhi – new loess-soil section of the Upper Pleistocene of the Volyn Upland]*. *Physical Geography and Geomorphology*, 80, 69-76. [In Ukrainian].
12. Bonchkovskiy O.S. (2017). *Novostav – detalno stratyfikovanyi lesovo-gruntovyi rozriz Volynskoi vysochyn [Novostav – detail stratified loess-soil section of Volyn Upland]*. *Physical Geography and Geomorphology*, 86, 29-40. [In Ukrainian].
13. Bonchkovskiy O.S. (2018). *Kovban – detalno stratyfikovanyi lesovo-gruntovyi rozriz Volynskoi vysochyn [Kovban – detail stratified loess-soil section of Volyn Upland]*. *Physical Geography and Geomorphology*, 90, 24-33. [In Ukrainian].
14. Bonchkovskiy O.S. (2018). *Paleokriohenni protsesy na terytorii Volynskoi vysochyny [Paleocryogenic processes in the Volyn` Upland]*. *Dniprop. Univer. bulletin, Geology, geography*, 26(1), 3-16. [In Ukrainian]. <https://doi.org/10.15421/111801>
15. Bronnikova M.A. (2008). *Silikatnyye kutany illyuvirovaniya kak nositeli pamyati pochv [Silicate illuviation cutans as carriers of soil memory]*. In V.O. Targulian, S.V. Goryachkin (eds), *Soil as memory of Biosphere-Geosphere-Anthroposphere interactions (pp. 468-491)*. Moscow, LKI. [In Russian].
16. Veklich M.F. (1982). *Paleoetapnost i stratotipy pochvennykh formatsiy Ukrainy verkhnego kaynozoya [Stages and stratotypes of the soil formations of Ukraine in the Upper Cenozoic]*. Kyiv, Naukova Dumka. [In Russian].
17. Veklich M.F., Sirenko N.A., Matviishina Zh.N., Gerasimenko N.P., Perederiy V.I., Turlo S.I. (1993). *Stratigraficheskaya shema pleystotsenovyykh otlozheniy Ukrainyi [Stratigraphic framework of the Pleistocene deposits of Ukraine]*. *Stratigraphic schemes of Phanerozoic and Precambrian of Goskompgeology. Kiev: State Committee of Geology of Ukraine*. [In Russian].
18. Voloshin P.K. (1987). *Inzhenerno-geologicheskoe raschlenenie lessovykh tolsch s primeneniem metodov paleokriologii i paleopedologii (na primere opyta inzhenerno-stroitelnykh izyiskaniy Volyno-Podolii [Engineering-geological stratification of loess strata using the methods of paleocryology and paleopedology (based on the experi-*

- ence of engineering and construction surveys of Volyn-Podolia]. Avtoref. of Candidate of Sciences' thesis in Geography. Moscow. [In Russian].
19. Gagarina E.I. (2004). Mikromorfologicheskii metod issledovaniya pochv [Micromorphological method of soils studies]. Sankt-Peterburg. [In Russian].
 20. Gerasimenko N.P. (2004). Rozvytok zonalnykh landshaftiv chetvertynnoho periodu na terytorii Ukrainy [The development of zonal landscapes of the Quaternary period in the territory of Ukraine]. Avtoref. of Doctor of Science' thesis in Geography. Kyiv. [In Ukrainian].
 21. Gerasimova M.I., Gubin S.V., Shoba S.A. (1992). Mikromorfologiya pochv prirodnih zon SSSR [Micromorphological features of the USSR zonal soils]. Pushchino: Pushchino Centre of Science. [In Russian].
 22. Gerenchuk K.I. (1976). Pryroda Rovenskoï oblasti [Nature of Rivne region]. Lviv: Vyscha shkola. [In Ukrainian].
 23. Hlavatskyi D., Bakmutov V., Bogucki A., Voloshyn P. (2016). Petromagnetizm i paleomagnetizm subaeralnykh vidkladiv rozriziv Boianychni i Korshiv (Volynska vysochyna) [Petromagnetism and palaeomagnetism of subaerial deposits of Boyanychni and Korshiv sections (Volhynian Upland)]. Visnyk Taras Shevchenjo National University of Kyiv. Geology, 1, 43-51. [In Ukrainian].
 24. Dmytruk R.Ya. (2001). Paleoheohrafichni umovy verkhnopleistotsenovoho lesonahromadzhennia Volyno-Podillia (na osnovi vyvchennia malakofauny) [The palaeogeography condition of the Late Pleistocene loess forming in Volyno-Podillia (based on the study of malakofauna)]. Avtoref. of Candidate of Sciences' thesis in Geography. Lviv. [In Ukrainian].
 25. Doroshkevych S.P. (2018). Pryroda serednoho Pobuzhzhia u pleistotseni: za danymi vyvchennia vykopnykh gruntiv [Pleistocene palaeoenvironment in Middle Pobuzhzhia: according to the study of buried soils]. Kyiv: Naukova Dumka. [In Ukrainian].
 26. Karmazinenko S.P. (2010). Mikromorfologichni doslidzhennia vykopnykh i suchasnykh gruntiv Ukrainy [Micromorphological studies of buried and modern soils of Ukraine]. Kyiv: Naukova Dumka. [In Ukrainian].
 27. Kachinskiy N.A. (1958). Mekhanicheskii i mikroagregatnyi sostav pochvy: metody ego izucheniya [Grain-size and microaggregate composition of soil: methods it studies]. Moscow: AS USSR. [In Russian].
 28. Kosheleva I.T. (1958). Mikromorfologiya tundrovykh pochvogruntov kak vozmozhnyi indikator ikh genezisa [Tundra soils micromorphology as a possible indicator of their forming]. Izvestiya AN SSS. Ser. Geografy, 3, 25-30. [In Russian].
 29. Kovda I.V. (2004). Karbonatnyie novoobrazovaniya v pochvah: staryie i novyie problemy izucheniya [Carbonate pedofeatures in the soils: old and new learning problems]. In Pochvyi, biogehimicheskie tsykly i biosfera (115-136). Moscow, KMK. [In Russian].
 30. Kuzmishyna I.I. (2008). Flora Volynskoi vysochyny, yii antropichna transformatsiia ta okhorona [Flora of the Volyn Upland, its anthropic transformation and protection]. Avtoref. of Candidate of Sciences' thesis in Biology. Lutsk. [In Ukrainian].
 31. Matviishyna Zh.N. (1982). Mikromorfologiya pleystotsenovykh pochv Ukrainy [Micromorphological of the Pleistocene soils of Ukraine]. Kyiv, Naukova Dumka. [In Russian].
 32. Morozova T.D. (1981). Razvitie pochvennogo pokrova Evropy v pozdnem pleystotsene [Soil cover development in Europe in the Late Pleistocene]. Moscow, Nauka. [In Russian].
 33. Nechaev V.P. (1983). Paleokriogennye protsessy na teritorii Volyno-Podolskoy vozvyishennosti v verhnem pleystotsene [Paleocryogenic processes in the Volyn-Podollia Upland in the Upper Pleistocene]. Avtoref. of Candidate of Sciences' thesis in Geography. Moscow. [In Russian].
 34. Palamarchuk N.Yu. (2011). Paleoheohrafichni umovy formuvannia korshivskoho vykopnogo gruntovoho kompleksu Volyno-Podillia [The palaeogeographical condition of the formation of the Korshiv buried soil complex in Volyn-Podillia]. Avtoref. of Candidate of Sciences' thesis in Geography. Lviv. [In Ukrainian].
 35. Parfeneva E.I., Yarilova E.A. (1977). Rukovodstvo k mikromorfologicheskim issledovaniyam v pochvovedenii [Guide to micromorphological studies in the Soil Science]. Moscow, Nauka. [In Russian].
 36. Prostorovo-chasova korelyatsia paleogeografichnykh umov chetvertynnoho periody na teritorii Ukrainy [Spatial-temporal correlation of paleogeographical events of Quaternary in the area of Ukraine]. Ed. Zh.M. Matviishyna. Kyiv, Naukova dumka. [In Ukrainian].
 37. Piassetkyi V.K. (2009). Paleolit Volynskoi vysochyny i Maloho Polissia [Paleolithic of the Volyn Upland and the Male Polesie]. Rivne. [In Ukrainian].
 38. Rogov V.V. (1989). Mikrostroyeniye merzlykh gruntov [Microstructure of frozen soils]. Avtoref. of Doctor of Science' thesis in Geography. Moscow. [In Russian].
 39. Romashkevich A.I., Gerasimova M.I. (1982). Mikromorfologiya i diagnostika pochvoobrazovaniya [Micromorphology and identification of pedogenesis]. Moscow, Nauka. [In Russian].
 40. Sirenko N.A., Turlo S.I. (1986). Razvitiye pochv i rastitelnosti Ukrainy v plitsene i pleystotsene [Successions of soils and vegetation of Ukraine during the Pliocene and Pleistocene]. Kyiv, Naukova Dumka. [In Russian].
 41. Tsatskin A.I. (1980). Paleopedologicheskie rekonstruktsii dlya pozdnego pleystotsena yugo-zapada Russkoy ravniny [Paleopedological reconstructions for the Late Pleistocene of the southwest of the Russian Plain]. Avtoref. of Candidate of Science' thesis in Geography. Moscow. [In Russian].
 42. Chervanev I.G. (1968). Strukturnyy analiz basseyna r. Styr [The structure analysis of the Styr river basin]. Avtoref. of Candidate of Science' thesis in Geography. Kharkiv. [In Russian].

43. Becze-Deak J., Langohr R., Verrecchia E.P. (1997). Small-scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for palaeoenvironmental reconstructions. *Geoderma*, 76 (3), 221-252.
44. Bertran P., Andrieux E., Antoine P., Deschodt L., Font M., Sicilia D. (2017). Pleistocene involutions and patterned ground in France: examples and analysis using a GIS database. *Permafrost and periglacial processes*, 28 (4), 710-725. <https://doi.org/10.1002/ppp.1957>
45. Bogucki A., Voloshyn P., Tomeniuk O. (2014). Zapadowosc pleistocenskich pozionow lessowo-glebowych i krio-genicznych Wolynia i Podolia [The colapsibility of Pleistocene loess-paleosols and cryogenic levels]. *Przegląd Geologiczny*, 62 (2), 553-559. [In Polish].
46. Bonchkovskiy O.S. (2019). Changes in pedogenic processes during Pryluky times (Late Pleistocene) in the central part of the Volyn Upland. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 28 (2), 230-240. <https://doi.org/10.15421/111924>
47. Dolecki L. (2003). Struktury peryglacjalne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wisla) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji poludniowo-zachodniej [Periglacial structures in loesses of three last glacial cycles (Odranian, Wartanian, Vistulian) in Poland, western Ukraine and south-western Russian]. *Annales universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, 8, 65-92. [In Polish].
48. Fedorowicz S., Łanczont M., Bogucki A., Kusiak J., Mroczek P., Adamiec G., Bluszcz A., Moska P., Tracz M. (2013). Loess-paleosol sequence at Korshiv (Ukraine): Chronology based on complementary and parallel dating (TL, OSL), and litho-pedosedimentary analyses. *Quaternary International*, 296, 117-130. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.001>
49. Gerasimenko N. (2006). Upper Pleistocene loess-palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine. *Quaternary International*, 149, 55-66. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.018>
50. Jary Z. (2009). Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and Western Ukraine. *Quaternary International*, 198 (1), 124-135. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.01.008>
51. Kemp R.A., Derbyshire E., Meng X. (2001). A high-resolution micromorphological record of changing landscapes and climate on the western Loess Plateau of China during oxygen isotope stage 5. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 170 (1), 157-169.
52. Konishchev V.N. (2015). The role of cryogenic processes in the formation of loess deposits. *Geography environment sustainability*, 3, 14-35. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2015-8-3-14-35>
53. Kusiak J., Łanczont M., Bogucki A. (2012). New exposure of loess deposits in Boyanychi (Ukraine). Results of termoluminescence analyses. *Geochronometria*, 39 (1), 84-100. <https://doi.org/10.2478/s13386-011-0054-1>
54. Łanczont M., Madeyska T., Bogucki A., Sytnyk O., Kusiak J., Frankowski Z., Komar M., Nawrocki J., Zogala B. (2014). Stratigraphic position and natural environment of the oldest Middle Palaeolithic in central Podolia, Ukraine: New data from the Velykyi Glybochok site. *Quaternary International*, 326-237, 191-212. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.045>
55. Łanczont M., Madeyska T., Sytnyk O., Bogucki A., Komar M., Nawrocki J., Holub B., Mroczek P. (2015). Natural environment of MIS 5 and soil catena sequence along a loess slope in the Seret River valley: Evidence from the Pronyatyn Paleolithic site (Ukraine). *Quaternary International*, 365, 74-97. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.035>
56. Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marciniak B., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J. (2002). Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-paleosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine. *Acta Geologica Polonica*, 52 (4), 459-469.
57. Lindner L., Gozhik P., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J. (2006). Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black Sea, Central Europe. *Geological Quarterly*, 50 (1), 195-210.
58. Nawrocki J., Polechońska O., Bogucki A., Łanczont M. (2006). Palaeowind directions recorded in the Youngest Loess in Poland and Western Ukraine as derived from anisotropy of magnetic susceptibility measurement. *Boreas*, 35 (2), 266-271. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01156>
59. Nawrocki J., Wojcik A., Bogucki A. (1996). The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. *Boreas*, 25, 161-169.
60. Stoops G., Vepraskas M.J., Jongmans A.G. (2003). Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. *Wisconsin: Soil Science Society of America Madison*.
61. Vandenberghe J. (1988). Cryoturbations. In Clark (ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology* (pp. 170-198). New York, Wiley.
62. Vandenberghe J. (2013). Cryoturbation structures. In S.A. Elias, C. Mock (eds), *Encyclopedia of Quaternary Science*, 430-435.
63. Van Vliet-Lanoë B. (2010). Frost action. In G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees (eds), *Interpretation of Micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, 81-108.