

ІСТОРІЯ ГЕОГРАФІЇ ТА ІСТОРИЧНА ГЕОГРАФІЯ

УДК 911.2:631.413(477)

Анатолій КРИВУЛЬЧЕНКО

ПЛІОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВА ІСТОРІЯ ФОРМУВАННЯ ЛАНДШАФТНО-ПЕДОГАЛОГЕОХІМІЧНОЇ СИТУАЦІЇ НА ТЕРИТОРІЇ ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО СУХОГО СТЕПУ

Розвитку процесів засоленості, солонцюватості, підвищеної лужності ґрунтів і підґрунтя (педогалогеохімічної ситуації) на території Причорноморського сухого степу (Причорноморсько-Приазовського сухостепового фізико-географічного краю) сприяли ряд факторів, головними з яких були неотектонічний, кліматичний та евстатичний (опускання території, ритмічні зміни клімату та рівневого режиму морських басейнів) На фоні цих факторів важливе значення також відігравали гідрогеологічний, еоценовий (імпульсверизаційний), континентальний та біогалогеохімічний фактори Такі твердження базуються на опублікованих працях попередніх дослідників – О.І. Дзене-Літовського, П.К. Заморія, І.І. Молявка, Ю.О. Амброз, О.Г. Артюшенко, М.Ф. Веклича, Н.Н. Трацука, П.О. Сіренко та інших, а також теоретичних і цільових дослідженнях автора. Досить ґрунтовний, хоч і не зовсім чітко виражений, але диференційований у палеогеогеографічному і сучасному контекстах, розгляд змін педогалогеохімічної ситуації рівнинної частини України і, зокрема, степового півдня держави був здійснений Г.С. Гринем [4].

Пліоценовий етап Початком формування ландшафтів Причорноморського сухого степу є середній пліоцен – час, коли територія дослідження стала на шлях континентального розвитку. Це підтверджується наявністю залягання середньопліоценового севастопольського ґрунту на погіршних вапняках (опорний розріз біля с. Хрестівка [2], інші розрізи Приєвпашся та Приазов'я). Загалом середній і пізній пліоцен, під час кліматичних оптимумів, на півдні України переважно характеризувався субтропічним кліматом. На межі цих двох періодів, коли існував кувальницький басейн, відбулося врізання раніше існуючої гідрографічної мережі [16], наслідком чого стало утворення грандіозної за площею дельтової рівнини Дніпра, а також алювіальних рівнин, які були сформовані палеодолінами Південного Бугу, Інгулу, Інгульця (Амброз, 1964, Насад, Чабан 1965, Мушка, 1975), Молочної (Семененко, 1965; Малуї, Моськіна, 1977). Такі рівнини, головним чином, складені піщаними відкладами, потужність їх в межах дослідженої території сягає 25 м. Відсутність засоленості цих пісків (загальний вміст солей – до 0,150%) та їх гідрокарбонатний хімічний склад зайвий раз свідчать про їх дельтову природу. В кінці пізнього пліоцену, коли був встановлений сухий субтропічний клімат і відбулося зменшення площі дельтової рівнини, на території дослідження існували зональні й зонально-інтразональні плоскорівнинні та деякі інтразональні ландшафти, першочергово, – флювіальні. В загальних рисах, згідно палеологічних досліджень [8], тренд розвитку ландшафтів в цей час був направлений від наявності широколистих, згодом соснових уривовань, до широкого розвитку степових цезозів.

Плоскорівнинні ландшафти пізнього пліоцену характеризувались повсюдним формуванням коричневих, червоно-коричневих (“сіфських”) ґрунтів. Потужність таких ґрунтів, переважно крижанівського, широкинського та переміжних з ними глин ілічівського і березанського горизонтів на території Причорноморського сухого степу неоднакова. Максимальна (до 15-20 м) вона у східній частині межиріччя Дніпро-Молочна. У західній частині цього регіону вона суттєво менша, а подекуди такі глини взагалі відсутні, що

обумовлює формування тут "гідрогеологічних вікон" і, відповідно, вільну інфільтрацію поверхневих і ґрунтових вод, утворення єдиного цілого у вертикальній будові ландшафтів. В ході формування пізньопліоценових геоконкомплексів у їх відкладах відбувалось накопичення водорозчинних солей. Засоленість субаеральних червоно-бурих відкладів пізнього пліоцену, які здебільшого характеризуються сульфатним хімічним складом, у центральній частині території дослідження становить 0,160-0,220 ‰, в тому числі в районі Північного Присивашся. В умовах зональних та зонально-інтразональних ландшафтних комплексів субаеральні пізньопліоценові відклади мають порівняно невисокі значення концентрації водорозчинних солей. Вірогідно, це обумовлено більш північними кліматичними умовами [13] початкового етапу доби плейстоцену (мартоносський етап), ніж у часи формування червоно-бурих глин кінця пліоцену. Такі невисокі значення засоленості пізньопліоценових відкладів навряд чи могли бути джерелом вторинного засолення ґрунто-підґрунтя верхніх 2-3-х метрових шарів, як на цьому наголошували деякі автори [15].

Фіюватські ландшафти у пізньому пліоцені мали досить значне поширення. На території дослідження вони були представлені долино-балковими та подібними більш дрібними геоконкомплексами. Особливо помітними на той час були палео-долини Дніпра, Південного Бугу, Інгулу, Інгульця, Молочної, а також дві палео-долини, які були сформовані в межах сучасної території Присивасько-Приазовської фізико-географічної області. Одна з них знаходилася на лінії: долина річки Кашачак - Матий Чапельський під - Великий Чапельський під - Агайманський під. Друга палео-долина проходила по лінії: Новодмитрівський подоліман - Сиваський під - Петропавлівський під - Домузлинський під. В зоні останніх двох ланцюгів, які поширені на території дослідження з північного сходу на південний захід, відсутні червоно-бурі глини пізнього пліоцену. Це дає підстави припускати, що такі ланцюги являли собою рукави палеодельти Дніпра.

На ділянках меандруючих рукавів дельти Пра-Дніпра в пізньому пліоцені формувались субаквально відклади, що свідчить про часту зміну гідрологічних умов рівнинних геоконкомплексів пізнього пліоцену. Засоленість таких відкладів, зеленувато-сірих глин, дещо менша, ніж субаеральних відкладів. За загальною сумою солей вона становить 0,150-0,170 ‰. Хімічний склад цих солей переважно сульфатний і содово-сульфатний.

Плейстоценовий етап. Плейстоцен - особливо важливий у палеопедологохімічному відношенні етап, адже саме у його відкладах спостерігається найбільша концентрація водорозчинних солей і як наразі думку від ролі саме в цих відкладах кліматогеографічного, естетектонічного, естетатичного та гідрогеологічного факторів залежить відповідь на головне педологохімічне питання території дослідження - генезис сольових максимумів. Головними особливостями яких є їх множинність, неоднаковість глибини залягання та здебільшого сульфатно-кальцієвий і сульфатно-натрієвий хімізм.

В загальних рисах плейстоцен характеризувався зміною теплих північних, а також теплих і холодних посушливих епох, що знайшло відображення у формуванні палеоґрунтів в теплі фази та лесів і лесовидних суглинків - у холодні. Важливо, що теплі фази плейстоцену (мартоносський, лубенський, завадівський, кайдацький, прилуцький, витачівський і вірогідно дофіївський), сформованим у міжльодовикові часи, відповідали [1] трансгресії Чорного моря. Завадівській та лубенській ґрунтовим свитам, за М.Ф. Вскличем [1], відповідає фауна давньоевксинської трансгресії. На відміну від пліоцену, цей етап розвитку геоконкомплексів Причорноморського сухого степу проходив в умовах поступового зауршення території формування тут зони степу з переважанням автоморфних умов та періодичного впливу зледенень, хоч льодовики знаходилися і значно північніше території дослідження. На цьому етапі відбулася диференціація сучасної території сухостепового Причорномор'я на головні фізико-географічні регіони.

Ранній плейстоцен. В холодні фази раннього плейстоцену на території дослідження формувались степові і напівпустельно-степові геоконкомплекси з особливо

холодним і сухим кліматом в тилігульський час. Саме тоді відбулося накопичення лесовидних суглинків, загальною потужністю до 4-5 м. В теплі фази (мартоносський, лубенський, завадівський палеогеографічні етапи) на території сухостепового Причорномор'я переважали лесостепова, а в крайній південній частині – степові геоконспекти. Особливо вологим кліматом відзначався мартоносський час [8]. Теплі фази сприяли формуванню червоно-коричневих глин, загальною потужністю до 3-4 м. В ранньому плейстоцені тут відбуваються формування рівнинних ландшафтів з лесовими та алювіально-піщаними відкладами, а також флювіальних і падинних ландшафтів.

На території дослідження ландшафти лесово-аккумулятивних рівнин як і в наш час, займали в ранньому плейстоцені найбільші площі, а ландшафти алювіально-терасових рівнин (в межах сучасної шостої надзаплавної тераси Дніпра (Мулика, 1974) тут почали формуватись лише в теплу вологу фазу мартоносського часу. З інтенсивним утворенням лесових відкладів у сухостеповому Причорномор'ї з'являлись різні види падинних геоконспектів хоч первинне закладення сучасних цодів та подоліманів відбувалось ще у пліоцені. Аналіз геологічної будови території дослідження і складена нами для центральної частини межиріччя Дніпро-Молочна карта викопних зеленувато-сірих відкладів, які у товщі апроцієну виступають індикаторами падинних палеогеоконспектів свідчать, що значні за розмірами падинні утворення, подібні до сучасних цодів в ранньому плейстоцені на території дослідження не формувались. Тут були досить широко розвинуті степові блюдця, що підтверджується наявністю різнорівневих за глибиною залягання викопних зеленувато-сірих ґрунтів. Вірогідно, що в ранньому плейстоцені сучасні Агайманський під, Великий Чапельський та Малий Чапельський цоди, а також долина р. Калапчак, як і в пліоцені, ще існували у вигляді єдиного цілого, хоч розміри цього ланцюга, порівняно з пізнім пліоценом, значно зменшилися. У найбільш посушливі періоди раннього плейстоцену цей динамічний зв'язок, швидше за все, переривався. Аналогічні риси функціонування були характерні і для другого, більш східного "полового ланцюга", але характер його формування суттєво ускладнювався впливом гляціоєвстатичних трансгресій - ранньо- та пізньочаудинських [8].

Берегова смуга Чорного моря на цьому етапі розвитку регіону проходила значно південніше, ніж зараз, оскільки максимальний рівень моря під час цих трансгресій знаходився на відмітці -30, -35 м [9]. Тому, вірогідно, на місці сучасних акваторій тут існували досить значні за розмірами низинні паєсоландшафти, в межах яких важливу роль відігравали солонці й солончаки.

Легкорозчинні солі на сучасній території Причорноморського сухого степу, імовірно, особливо активно накопичувались в періоди аридизації кліматичних умов (приазовський, сульський та тилігульський палеогеографічні етапи), відповідно регресивні фази Чорноморського басейну. Джерелом їх концентрації слугували як високомінералізовані ґрунтові води, так і солі, які приносились еоловим шляхом з поверхні низинних солончакових рівнин. Ізориенти максимальної сольової акумуляції, які були сформовані під час аридизації клімату і домінуючого формування лесових формацій, в періоди кліматичних оптимумів, особливо в часи мартоносського й лубенського етапів, коли опадів вищало близько 750-850 мм [13], зміщували своє положення в межах вертикального профілю палеоґрунто-підґрунтя. Під впливом опадів і залежно від особливостей мікрорельєфу латеральний розподіл глибини залягання сольових максимумів та кількості сольових горизонтів ставав все більш нерівномірним.

В середньому плейстоцені, порівняно з його попереднім етапом, територія дослідження розвивалася в умовах більш сухого і холодного клімату, до того ж на фоні ряду трансгресій, результатом яких було затоплення пайбільш низьких приморських ділянок. Значну роль у формуванні ландшафтів Причорноморського сухого степу відіграло дніпровське зледеніння, яке утворило на півдні України поширену перигляціальну область, зокрема і в межах території дослідження. Це підтверджується наявністю бореально-

альпійських молюсків у дніпровських відкладах Причорномор'я (А. Артюшенко та інші, 1981) Особливо сильно дніпровське зледеніння вплинуло на формування західної частини Нижньодніпровської фізико-географічної області, від лінії Цюрупинськ – Чулаківка – Садове (Горенкий, 1970; Мулика, 1974). Зледеніння також сприяло урізноманітненню падинних геоконплексів, широкому розвитку степових білюдів, особливо в умовах сучасної території Аскалійського фізико-географічного району У формуванні останих геоконплексів не виключена, згідно ІІ Молодик (1982), значна роль термокарстових процесів В кінці середнього плейстоцену головна частина сучасної гідрографічної мережі вже була сформована, що особливо стосується правобережжя (від обрисів сучасного Дніпра) території дослідження (Амброз, 1964). Формування ж долини Дніпра та приморських геоконплексів на той час ще тривало, адже під час давньоевксинсько-узундарського віку, головний рукав Дніпра проходив від Каховки до Каланчацької затоки [9], а рівень Чорного моря знаходився на 25-30 м нижче сучасного [9]. За таких природних особливостей галогеохімічна ситуація даного регіону була близькою до часу раннього плейстоцену, проте з накопиченням часових відкладів і формуванням палеогрунтів і глибини залягання солових максимумів ставали більшими, а характер їх положення в товщі відкладів та хімічний склад все більш ускладнювався.

Пізній плейстоцен на території Причорноморського сухого степу характеризувався посиленням аридності клімату (Коренєва, 1983), коливаннями рівня морських басейнів, а з поверненням у карантський час головного речинна Дніпра на північний захід [9] сформувалися головні риси гідрографічної мережі регіону На той час вона займала значно більшу територію ніж в сучасний період та у голоценові, адже потужна регресія кінця пізнього плейстоцену, за М.Ф. Векличем [1], в б'узький час, сприяла формуванню значних за площею аловіальних рівнин. Виходячи з літолого-генетичного аналізу акваторії Каркінтської затоки [9], тогочасна берегова лінія північної частини Чорного моря знаходилася приблизно за 250 км південніше селища Залізний Порт. За аном, ландшафти в цей період були дуже близькими до сучасних, про що свідчать характер їх палеогрунтів, – чорноземів південних, каштанових, червонувато- та сизувато-бурих [11] Вже в цей час, особливо на території лівобережжя Нижнього Дніпра, були досить поширені соснові ліси (Погребняк, 1960)

Грунто-підгрунтя пізньоплейстоценового часу, порівняно з відкладами раннього й середнього плейстоцену, відзначається, за нашими даними, найбільш високим ступенем засоленості, що співпадає з результатами досліджень [11], але загалом в цей час засоленість ґрунто-підґрунтя коливалася в значних межах, що скоріш за все обумовлювалося кліматичними флуктуаціями та періодичним підняттям рівня ґрунтових вод На кінець плейстоцену площі засолених ґрунтів у сухостеповому Причорномор'ї були значно більшими, ніж в наш час, що може бути пояснено наявністю тут досить значних просторів зайнятих низинними приморськими рівнинами, які виликли в часи регресивних фаз моря.

Отже, у плейстоцені були сформовані головні риси ландшафної структури Нижньобузько-Дніпровської та Присивасько-Приазовської лесово-аккумулятивних низовинних фізико-географічних областей і лише їх крайні південні частини внаслідок впливу трансгресивних фаз залишалися активними для подальшого формування у голоценові Ландшафти Нижньодніпровської терасово-дельтової фізико-географічної області в голоценові тоді також були окреслені, але завдяки флювіальним та ряду інших процесів вони ще зазнавали значних трансформацій В ході формування палеогрунтів і накопичення часових відкладів, змін гідрологічної ситуації і загалом фізико-географічних умов відбувалося скупчення легкорозчинних солей, утворення на певних глибинах горизонтів їх найбільшої акумуляції Вірогідно в періоди аридації клімату солі піднімалися ближче до поверхні землі, а в часи кліматичних оптимумів, збільшення кількості атмосферних опадів легкорозчинні солі мали низхідний напрям транспортування Ритмічність таких процесів та

певне різноманіття рельєфу сприяли латеральній різнорівневості залягання сольових максимумів, їх кількісній і якісній неоднаковості. Найбільш ймовірним джерелом солей плейстоценового ґрунто-підґрунтя, на нашу думку, тут слугували ґрунтові води, але залежно від фізико-географічних умов існував також більший або менший вплив імпульверизації та інших джерел надходження солей в межі ландшафтних комплексів. Гіпотеза О.Н. Соколовського (1941) про вирішальну роль надрових джерел в засоленні ґрунто-підґрунтя, яка яскраво була підтримана і С. Гринем [4] нам здається найбільш слушною по відношенню як до зональних та зонально-інтразональних, так і певною мірою до інтразональних ландшафтних комплексів.

Голоценовий етап Формування ландшафтів Причорноморського сухого степу в голоцені відбувалося в умовах закономірних домінуванню неотектонічного опускання, коливань клімату, змін рівнів морських басейнів (в діапазоні від -24 - -26 м до +3 - -4 м). На відміну від плейстоцену, розвиток ландшафтних комплексів у голоцені тут проходив під впливом декількох трансгресивних фаз, завдяки яким остаточно була сформована сучасна берегова лінія як в межах акваторії Чорного моря, так і в умовах азовського узбережжя. Разом з тим, регресивні фази тут були теж досить значимими. Коливання рівневого режиму морських акваторій впливали на накопичення водорозчинних солей як в умовах континентальних відкладів, так і в товщі донних відкладів приморської зони. Під час регресивних фаз у південній частині території дослідження формувались плоскі низинні рівнини з вирогідно значним поширенням солончакових ґрунтів і наявністю мілководних лагун і лиманів, наприклад, з мінералізацією до 150 г/л під час хаджибейської регресивної фази Чорного моря [3]. Засолені осадки цих акваторій слугували у наступні часи джерелом засолення лиманних відкладів.

Протягом голоцену, особливо в його другій половині, на території дослідження домінували лесостепові та вологі степові ландшафти [6, 7] і лише подекуди були поширені сухі степи, здебільшого у Приазов'ї та Присивашші. Розвиток ґрунтоутворення в цей час, за даними В.М. Золотуна (1974, 1978), відбувався у напрямку: ясно-каштанові ґрунти – каштанові – темно-каштанові чорноземи південні. Загалом же у функціонуванні таких ландшафтів зафіксовані [7] 500-600-річні і 2700-3000-річні цикли стабільності. Останні, кліматично обумовлені цикли, певною мірою кореспондуються з 1800-2000-річними евстаціональними циклами [3].

В голоцені під впливом змін в характері розташування рукавів дельти Дніпра, завдяки евстаціональним і неотектонічним процесам, а також внаслідок антропогенної діяльності (знищення соснових лісів скіфської доби (Погребняк, 1960) і, відповідно, активного впливу солових процесів остаточно формуються ландшафти Нижньодніпровської фізико-географічної області. В цей же час у приморській зоні території дослідження, головним чином під впливом поступового підвищення рівня морських басейнів (починаючи з X століття н.е. [14]), відбулося затоплення значних площ низинних рівнин з відповідним утворенням Сиваської лагуни та інших приморських акваторій [5, 10], зміцненням в бік суходолу потужних акумулятивних гір надводної частини берегової золи [12], зменшенням площ зайнятих солончаками, утворенням солово-гідрогенних ландшафтних комплексів, подоліманів, вісяччих подів, кліфів та інших приморських геоконструкцій.

Отже, з часу пізнього плейстоцену на території дослідження домінували степові ландшафти. Їх розвиток відбувався на фоні циклічних змін клімату (з переважанням аридних умов), регресій та трансгресій морських акваторій (з домінуванням регресивних фаз у плейстоцені і трансгресивних у голоцені), неотектонічних занурень (особливо у плейстоцен-голоцені). Найбільші значення концентрації солей у ґрунто-підґрунті території дослідження були сформовані у пізньому плейстоцені під час максимумів трансгресивних фаз. У наступні періоди, під певним впливом імпульверизаційних потоків, особливо в часи регресій моря, мав місце вертикальний та латеральний перерозподіл раніше накопичених водорозчинних

солей і пише у приморській зоні сухостелового Причорномор'я, в пору деяких голоценових трансгресій, відбувалось додаткове накопичення солей. Морські трансгресії і регресії з відповідними змінами режиму ґрунтових вод та певне різноманіття рельєфу сприяли латеральній різнорівневості залягання сольових максимумів, їх кількісній і якісній неоднаковості.

Література:

1. Веклич М.Ф. Этапы развития природы Черного и Азовского морей в четвертичное время и их корреляция с континентальными обстановками // Четвертичный период Палеогеография и литология. К XXVIII Международному геологическому конгрессу (Вашингтон, 1989) - Кишинев Штиинца - 1989. - С. 102-117
2. Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днестра и равнинного Крыма. - К.: Наук. думка, 1976. - 188 с.
3. Воскобойников В.М., Конигов Е.Г., Лиходсдова О.Г. Моделирование процессов массопереноса в поровых растворах и микробного засоления лагунно-лиманных отложений Северного Причерноморья // Геологическая инженерная геология Гидрогеология Геокриология. - 1998 № 6. - С. 111-121.
4. Гринь Г.С. Галогенез лессовых почво-грунтов. К.: Урожай, 1969. 218 с.
5. Дзене-Литовский А.И. Геология и гидрогеологические условия Сиваша и Присивашья // Комплексное использование соляных ресурсов Сиваша и Перекопских озер. - К.: АН УССР - 1958. - С. 5-21
6. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны как индикатор изменения климатических условий в голоцене // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена. М.: Наука - 1989. - С. 68-75
7. Коломієць В.В. Реконструкція ландшафтних умов південної частини Східноєвропейської рівнини в голоцені: Автореф. дис. к-та геогр. наук: 11.00.04 - НАН України. Ін-т геогр. К., 1997. - 21 с.
8. Комар М.С. Палеогеографические условия территории степной зоны Украины в раннем неоплейстоцене (по данным палинологического анализа) // Геол. журнал - 1999, № 3. - С. 48-54
9. Конигов Е.Г., Фашевский С.И. Литология и палеогеография средневерхнеплейстоценовых отложений Каркинитского залива // Доклади Національної академії наук України - 1999, № 7. - С. 121-125
10. Кострицкии М.Е. Некоторые вопросы палеогеографии и исторической географии Северного Причерноморья // Физ. география и геоморфология. 1978, № 20. - С. 75-79
11. Матвишина Ж.И. Палеогенез и галогенез плейстоценовых почв Украины // Тезисы докладов III съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР - Харьков - 1990. - С. 112-115.
12. Мельник О.В. Літодинамічні зв'язки між береговою зоною та шельфом в північно-західній частині Чорного моря // Трозія берегів Чорного і Азовського морів. Київ: КАРБОН-Лтд. - 1999. - С. 68-71
13. Мельничук І. Палеогеографія антропогену як основа прогнозу зміни природного середовища на найближчу та віддалену перспективи // Україна та глобальні процеси географічного виміру. Київ: Луцьк Вежа. - 2000. - Т. 2. - С. 62-68
14. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). - М.: Наука. 1982. - 156 с.
15. Сиренко Н.А. Позднекайнозойское почвообразование и галогенез // Палеогеография и инженерная геология юга Украины (поздний кайнозой). - К.: Мингео УССР. - 1974. - С. 13-17

16. Чирка В Г, Семенюк Н П. История речных долин Северного Причерноморья в связи с проблемами орошения // Речные системы и мелиорация – Новосибирск: ИИИ – 1977 – С. 137-138

Summary:

On the territory of the Black sea dry-steppes with end of late Pliocene predominated steppe landscapes. They developed on against a background of cyclical changes climate, regressions and transgressions of the sea basins, neotektonik immersions. Cyclical nature processes and diversity of relief promoted by different lateral levels in be deposited of salt maximums, their different quantitative

УДК 914 (477.8)

Петро ДЕМ'ЯНЧУК

ІСТОРИКО-ЛАНДШАФТНИЙ АНАЛІЗ ВПЛИВУ ПРИРОДНИХ УМОВ НА ЗАСЕЛЕННЯ ЗАХІДНО-ПОДІЛЬСЬКОГО ГОРБОГІР'Я ВІД НАЙДАВНІШИХ ЧАСІВ ДО ЕПОХИ СЕРЕДНЬОВІЧЧЯ

Проблеми впливу природних умов на процеси заселення присвячено ряд ґрунтовних наукових розвідок, здійснених вченими різних наукових шкіл, у тому числі й вченими України, для різних регіонів і різних часових проміжків. Метою нашого дослідження було з'ясування основних тенденцій та закономірностей заселення Західно-Подільського горбогір'я (ЗПГ) впродовж історичного миттєвого (від найдавніших часів до епохи середньовіччя), в першу чергу – місця й ролі геоекотонних (“контактних”, та “парагенетичних” [1]) місцевостей у цьому процесі. Теоретико-методологічною основою для цього послужили роботи ряду вітчизняних науковців, головно прац Воропай ПІ [4], Кунциш М М [4], Шнебса Г І [16], та доробки вчених зарубіжжя [7, 9, 10 та ін.] Основними відомостями про виникнення поселень на досліджуваній території у різні епохи були, здебільшого, дані археологічних знахідок систематизовані у трьохтомнику “Археологія...” [1] за редакцією С М.Бібікова та деякі інші історико-археологічні джерела.

Загальновідомо, що характер і особливості заселення тієї чи іншої території визначаються багатьма факторами (фізико-географічними, економічними, політичними) й досить мінливі в просторі і часі. В залежності від історичного етапу розвитку суспільства, той чи інший фактор може виступати в різних якостях – як визначальним (домінантним) так і другорядним. Ібо, процеси розселення у просторово-часовому вимірі детерминуються як природними, так і соціально-економічними чинниками, причому перші переважають на початкових етапах розселення, а останні – на пізніших. Характер процесу проявляється у вигляді певної просторової “прив’язки” поселень до тих чи інших ландшафтних місцевостей у відповідності з чинником, який є визначальним на конкретному відрізку часу. Результатом розселенського процесу є формування певних типів поселень, форм їх просторового розташування відносно ландшафтної структури території.

Ученими помічено, що центри зародження предків людини, осередки древніх культур і цивілізацій приурочені до рубежів контрастності ландшафтів – геоекотонів регіонального рівня організації, які, як правило, співпадають з регіональними тектонічними розломами – геоактивними структурами (ГАС). Останні характеризуються наявністю, особливо в їх пересіканні, прямих інформаційно-польових (ІП) впливів на речовину і людей в тому числі [16]¹, та вирізняються високою насиченістю екотонними угрупованнями (підвищеною

¹ На думку Шнебса Г І саме зародження життя, поява людини і осередків її розвитку пов’язані із зонами ІП-активності [16, с 113]. Схожу думку висловив Матюшин Г М (Матюшин, 1986), який припускає, що підвищений рівень радіації при супроводжував часті вулканічні виверження природними третинного періоду в зоні тектонічного розлому між буди однією з причин мутацій.