

Молодиченко В.В.

## ДО ПИТАННЯ УТВОРЕННЯ ЛЕСІВ ПІВНІЧНОГО ПРИАЗОВ'Я

Утворення порід лесової формації Північного Приазов'я проходило протягом всього плейстоцену і було пов'язано з розвитком материкового зледеніння. Своєрідні палеогеографічні умови визначили інтенсивний розвиток субаеральних умов та формування лесового покриву цього району.

Породи лесової формації Північного Приазов'я розташовані майже повсюдно. Відсутні вони лише в місцях розвитку ерозійних форм рельєфу – заплавних та перших надзаплавних терас, косах та пересипах. Вони залягають на різних гіпсометричних рівнях. Найменші (до мінус 8 – 10 м) або близьки до нульових відмітки підошви зафіксовані у південній частині району – узбережжі Молочного лиману. Лесові породи залягають на різноманітних за складом та віком відкладах, а також можуть мати схожість з підстилаючими породами. Це морські відклади неогену, червоно-бурі глини, відклади балочного алювію, алювіальні відклади. Потужність лесових порід змінюється в межах від 5-6 до 25-30 м., максимальна потужність визначена в південній частині району.

З питання про спосіб утворення лесів немає єдиної думки. Після робіт П.О. Тутковського більшість дослідників дотримуються точки зору про утворення лесу еоловим шляхом з пилу, який переноситься вітром з льодовикової області на південь. В основі еолово - льодовикового варіанту еолової гіпотези П.О. Тутковського лежить така метеорологічна схема. Внаслідок охолодження великих мас повітря над поверхнею льодовика між льодовиком і прилеглими до нього областями існувала постійна барична різниця, яка викликала посилений стік повітряних мас від центру до периферії. Цей антициклоніальний режим, за думкою П.О. Тутковського, був зв'язаний з постійними вітрами, які мали характер фьонів. Утворення лесів П.О.Тутковський пов'язував з часом відступанням льодовика, коли на звільненій від льоду території відкритих моренних відкладів льодовиковими фьонами вносився та перевідкладався тонкий моренний матеріал у південній області (“поясах навіювання”).

З приводу вітрового режиму та транспортуючої ролі вітру відносно накопичення лесового дрібнозему думки вчених розділилися: одні вважали, що вітри рухалися за схемою “коридору вітрів”, яка була запропонована Г.Ф.Мірчинком. Саме ці вітри були головним транспортуючим агентом. Інші дослідники надавали більшого значення місцевому еоловому перевідкладанню лесового матеріалу, який був перенесений від краю льодовика водними потоками.

Загальна схема накопичення матеріалу для процесу лесоутворення у Північному Приазов'ї нам уявляється такою. У процесі льодовикової денудації у великій кількості накопичувався матеріал для подальшого лесового вивітрювання. У подальшому, при відсутності льодовика, інтенсивні процеси фізичного дроблення льодовикового уламкового матеріалу супроводжувалася слабкими хімічними перетвореннями. Останні відповідали стадії насиченої сialітної кори вивітрювання Б.Б.Полинова або сialітно-карбонатному геохімічному типу кори вивітрювання К.І.Лукашева.

Процеси цього типу вивітрювання супроводжуються утворенням сialітів ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), окислів і карбонатів. До типоморфних сполук відносяться парагенетичні сполуки карбонатів з окислами заліза та алюмінію. У складі глинистих мінералів разом з гідрослюдами визначені бейделіт, монтморилоніт і нонтроніт.

На склад дрібнозему впливають і біохімічні процеси. Бактерії, гриби та лишайники сприяють окисленню і руйнуванню мінеральних компонентів, а також – збільшенню концентрації, сорбції та поглинання з розчинів вільних кальцію, магнію, заліза та деяких інших елементів <sup>1</sup>.

Але, найбільш активно процес денудації гірських порід проходить в умовах різкого коливання температур, так званого морозного вивітрювання, внаслідок багаторазового переходу температури повітря через 0°C. Такі кліматичні умови викликали розвиток певних фізико-хімічних процесів. Серед них провідну роль на території Північного Приазов'я відігравали фізичні екзогенні процеси: морозна десквамація та розвівання флювіо-гляціальних відкладів.

Десквамація гірських порід під впливом морозного вивітрювання викликала дезінтеграцію гірських порід. Найбільш активно процеси десквамації проходять у прильодовиковій зоні, там, де гірські породи не були перекриті снігом та льодом. У результаті процесів десквамації утворювалися породи різноманітного гранулометричного складу: жорства, пісок, дрібнозем <sup>2</sup>.

Таким чином, у результаті дезінтеграційних процесів формувався матеріал для подальшого пересування, головним чином еоловим шляхом. Сучасні стаціонарні дослідження підтвердили, що процеси дефляції активно розвинуті навіть в умовах, де вони обмежені високим рівнем залягання підземних вод. Так, за даними досліджень, при швидкості вітру 5-7 м/с з поверхні піщаних та глинистих солончаків здувається шар потужністю 3-7 см/рік <sup>3</sup>. Така інтенсивність дефляції збільшує швидкість денудації рівнин навіть в порівнянні з ерозійними процесами в 10-20 разів. При цьому дефляція була провідним процесом у всіх районах пустель, де середньорічна швидкість вітру перевищує 4-4,5 м/с. Більше того, локальна дефляція в пустелях є дуже інтенсивною в

улоговинах за рахунок виникнення в них потоків повітря, навіть в районах зі середньорічною швидкістю вітру до 3 м/с. Піщинки діаметром до 0,08 мм переносяться при однаковій швидкості вітру на відстань у сотні разів меншу, ніж піщинки менші за 0,08 мм. Але парусність тонких плоских зернин (наприклад, слюд) викликала перенос таких зернин на значно більші відстані, ніж округлих. Інтенсивність переносу також залежить від вологості та упакування частинок гірських порід. Пухкий та сухий матеріал солончаково-мінеральної пудри виноситься вітром, особливо при перевазі висхідних потоків, дуже легко. Однак рівень капілярного підймання води не є межою дефляції, він лише незначно її гальмує. Процесу дефляції підлягають навіть вологі гірські породи.

Процес осадження пилу проходить, по-перше, в умовах зменшення швидкості вітру, що зумовлено різноманітними циркуляційними процесами: при віддаленні від центрів виникнення антициклонів та фьонів, при зустрічі з іншими повітряними масами, а також при зміні горизонтальних повітряних потоків вертикальними, при зустрічі з орографічними перешкодами або великими гідрографічними об'єктами, над якими частіше розповсюджені більш холодні та важкі, ніж над сушею, повітряні подушки. У цьому випадку таким гідрографічним об'єктом було Азовське море. По-друге, осадженню повітряної суспензії пилу сильно сприяє конденсація на піщинках вологи, що викликає осідання пилу з краплями дощу або снігу. Осідання пилу йде при швидкості вітру менше ніж 2,5-2,0 м/с.

У степових ландшафтах роль рослинного покриву настільки зростає, що осідання дрібнозему йде і при значно більших середньорічних швидкостях вітру – до 5-6 м/с. При цьому майже весь головний дрібнозем залишався на місці і поступово перетворювався в леси. Інтенсивність осідання еолового пилу завжди нерівномірна як у часі, так і у просторі і залежить від всього комплексу природних умов, але передусім від ступеня віддаленості, від джерел зносу та від географічної зональності.

Для судження про швидкість накопичення пилу даних дуже мало і особливо тих, що були отримані в ході безпосередніх спостережень. На основі попередніх спостережень (вивчення археологічних пам'яток та потужності відкладів, що їх перекривають) було відомо, що, наприклад, у степових районах Причорномор'я ця швидкість накопичення еолового дрібнозему у каштанових грунтах складала 0,18-0,20 см. При розвитку сучасних геохронологічних методів вивчення абсолютного віку отримані нові дані для різноманітних районів. Так, у лісостеповій зоні Східно - Європейській рівнини швидкість накопичення пилу чорноземів складала від 0,13 до 0,22 см/рік. Дозволяє судити про цей процес також вивчення лесових товщ за допомогою термлюмінісцентного методу. Встановлено, наприклад, що для районів середньої Азії ця швидкість у певні періоди складала до 5 мм на рік<sup>4</sup>.

Вивчення рельєфу лесових областей показало, що пил при осадженні підпорядковується впливу приземного повітряного потоку. Тому пил акумулюється в різних районах неоднаково. У результаті, утворюється дуже специфічний рельєф, який відбиває цю структуру і називається лесовим рельєфом.

Характер і ступінь первинної (отриманої в процесі еолової акумуляції) нерозчленованості цього рельєфу залежить від режиму вітрів. Найбільш розчленований лесовий рельєф спостерігається там, де вітровий схід має відносно великі швидкості (в середньому від 2,5 до 1,5 м/с) – тобто в зоні розповсюдження піщаних та супіщаних лесів, яка є найближчою до області виносу пилу.

Для території Північного Приазов'я типовими є найменш розчленований первинний еоловий лесовий рельєф, оскільки він сформувався в умовах незначної швидкості вітру (про що свідчить суглинистий та важкосуглинистий склад лесів), і пил рівномірно відкладався на підстилаючу поверхню.

У процесі еолової акумуляції, або після неї, цей рельєф був еродований. На ступінь еродованості впливали особливості будови давнього рельєфу, склад еолових відкладів та їх фільтраційна спроможність, кількість атмосферних опадів, рослинний покрив та інші природні фактори.

Після акумуляції дрібнозем зазнав процеси діагенеза та епігенезу, що викликало набуття покривними породами певних лесових рис – накопичення аутигенних мінералів, пористість та інші.

## Література

1. Лукашев В.К. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. – Минск: Наука и техника, 1972. – 285 с.
2. Оллиер К. Выветривание /Пер. с англ. – М.: Недра, 1987. – 348 с.
3. Федорович Б.А. Интенсивность современных эоловых процессов в пустынях СССР // Современные экзогенные процессы рельефообразования. – М.: Наука, 1970.- С. 35 – 47.

4. Шелкопляс В.Н. Применение термолюминесцентного метода для датирования плейстоценовых образований // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. – Л., 1973.- С. 121 – 127.