Trzeciakowski, Jan

Warunki geologiczne stanowiska starszej i środkowej epoki kamienia Majdan-Ciułak w powiecie kolbuszowskim

Światowit 27, 128-138

1966

Artykuł został zdigitalizowany i opracowany do udostępnienia w internecie przez Muzeum Historii Polski w ramach prac podejmowanych na rzecz zapewnienia otwartego, powszechnego i trwałego dostępu do polskiego dorobku naukowego i kulturalnego. Artykuł jest umieszczony w kolekcji cyfrowej bazhum.muzhp.pl, gromadzącej zawartość polskich czasopism humanistycznych i społecznych.

Tekst jest udostępniony do wykorzystania w ramach dozwolonego użytku.

MUZEUM HISTORII POLSKI

JAN TRZECIAKOWSKI

WARUNKI GEOLOGICZNE STANOWISKA STARSZEJ I ŚRODKOWEJ EPOKI KAMIENIA MAJDAN-CIUŁAK W POWIECIE KOLBUSZOWSKIM

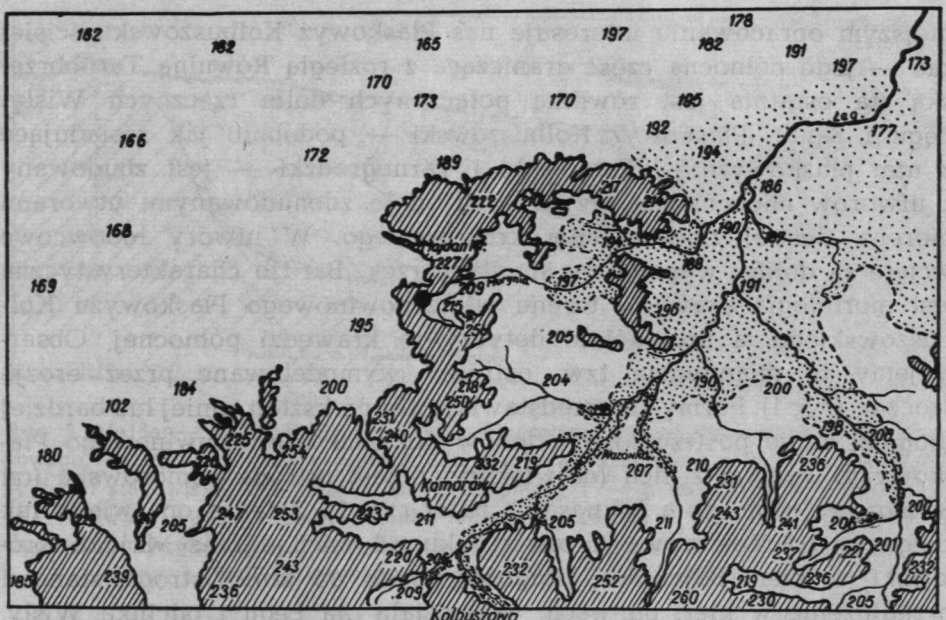
Stanowisko występuje w środkowej części Kotliny Sandomierskiej. Część ta u schyłku plejstocenu i we wczesnym holocenie wyróżniała się bardzo swoistymi warunkami geograficznymi — liczne tu były bagna i rozlewiska rzek, związane z bardzo młodym w tych okresach stadium w rozwoju sieci rzecznej na omawianym terenie. Klimat Kotliny Sandomierskiej charakteryzował się zapewne, podobnie jak dzisiaj, stosunkowo obfitymi opadami, wyższymi niż na terenach sąsiednich temperaturami lata, zaś niższymi niż na tych terenach temperaturami zimy.

Z dotychczasowych bardzo skromnych danych geologicznych o tej części Kotliny można było wnosić, że wiek utworów pokrywowych na tym terenie jest bardzo młody i że w większości należą one do utworów holoceńskich. Tym samym, że niewielkie są nadzieje znalezienia tutaj śladów osadnictwa starszego niż z okresu mezolitu.

Z PLEJSTOCEŃSKIEJ HISTORII TERENU

Nic nie wiemy o procesach geologicznych, jakie miały miejsce w Kotlinie Sandomierskiej w starszym plejstocenie — w okresie pierwszego zlodowacenia (szczecińskiego) i pierwszego interglacjału (sandomierskiego) [1]. Drugie zlodowacenie (krakowskie) wypełniło swymi osadami całą Kotlinę. Do naszych czasów dochował się z tego okresu kilkudziesięciometrowej miąższości pokład utworów moreny dennej. W okresie ustępowania zlodowacenia krakowskiego teren Kotliny został zasypany bardzo grubymi pokładami utworów fluwioglacjalnych i rzecznych. Nie mamy żadnych konkretnych danych z okresu drugie-

[1] Podzielone są zdania co do istnienia tego zlodowacenia. M. Klimaszewski, *Zagadnienie plejstocenu południowej Polski*, „Z badań czwart." t. 1; 1959 nie widzi dostatecznych dowodów istnienia tego zlodowacenia i dokładnie omawia to zagadnienie na str. 150—151.



Ryc. 1. Szkic morfologii wycinka pn. części Płaskowyżu Kolbuszowskiego. Teren zakreskowany — poziom wierzchowinowy zbudowany z utworów lodowcowych. Teren zakropkowany — zajęty przez niskie poziomy terasowe, wyżej (teren niezakreskowany) — teren zajęty przez wyższe poziomy tarasowe. Cyfry oznaczają wysokości nad poziom morza. Czarne kółko — miejsce stanowiska Majdan—Ciułak.

go integracjału (mazowieckiego lub tzw. wielkiego), przyjmuje się jednak z dużym prawdopodobieństwem (na podstawie danych z terenów sąsiednich), że na czoło procesów geologicznych wysuwała się w Kotlinie potężna erozja rzeczna. Jej też zapewne należy przypisać wymodelowanie zasadniczych zrębów morfologii płaskowyżów — między innymi Kolbuszowskiego — tak charakterystycznych dla Kotliny Sandomierskiej — form wielokrotnie w następnych okresach zasypywanych częściowo lub całkowicie i na nowo odpreparowywanych. Zlodowacenie trzecie (środkowopolskie) nie dotarło do Kotliny: wysunięty doliną Wisły język lądolodu zatrzymał się w okolicach Zawichostu (poniżej ujścia Sanu). Z okresu tego zlodowacenia w Kotlinie zachowały się — obok śladów innych procesów geomorfologicznych — ślady kilku faz erozji i akumulacji w dolinach rzecznych. Stadiały i interstadiały ostatniego zlodowacenia (bałtyckiego) również bardzo wyraźnie zaznaczyły się różnymi procesami morfologicznymi w Kotlinie — należą do nich przede wszystkim zjawiska kolejnych faz erozji i akumulacji w dolinach rzecznych.

W Kotlinie Sandomierskiej wyróżnia się kilka subregionów. W ni-

niejszym opracowaniu interesuje nas Płaskowyż Kolbuszowski, ściślej zaś — jego północna część graniczącą z rozległą Równiną Tarnobrzeską (ta ostatnia jest równiną połączonych dolin rzecznych Wisły, Łęgu i Sanu). Płaskowyż Kolbuszowski — podobnie jak sąsiadujące z nim płaskowyże — Tarnowski i Tarnogrodzki — jest zbudowany z utworów mioceńskich przykrytych silnie zdenudowanymi utworami moreny dennej zlodowacenia krakowskiego. W utwory lodowcowe wcięte są doliny wypełnione aluwiami rzek. Bardzo charakterystyczna jest morfologia krawędzi terenu wierzchowinowego Płaskowyżu Kolbuszowskiego, a szczególnie dotyczy to krawędzi północnej. Obserwujemy tu mianowicie tzw. ostrogi [2] wymodelowane przez erozję rzeczną (ryc 1). Formy te przedstawiają się na kształt mniej lub bardziej długich, silnie postrzępionych lobów poziomu wierzchowinowego Płaskowyżu. Jednym z nich (największym), jest ostroga komorowska (od Komorowa leżącego u jej nasady, patrz ryc. 1). Zatacza ona wielki łuk biegnący od Komorowa (i otwarty ku pd.-wsch.) przez Majdan Królewski w kier. Bojanowa, długości ponad 15 km. Ostroga stanowi przedłużenie w kier. pn.-wsch. wododziału dla Łęgu i odcinka Wisły. Postrzępionym krawędziom ostrogi towarzyszą wysepki — ostańce poziomu wierzchowinowego występujące w otoczeniu utworów akumulacji rzecznej, rzeczno-jeziornej itp.

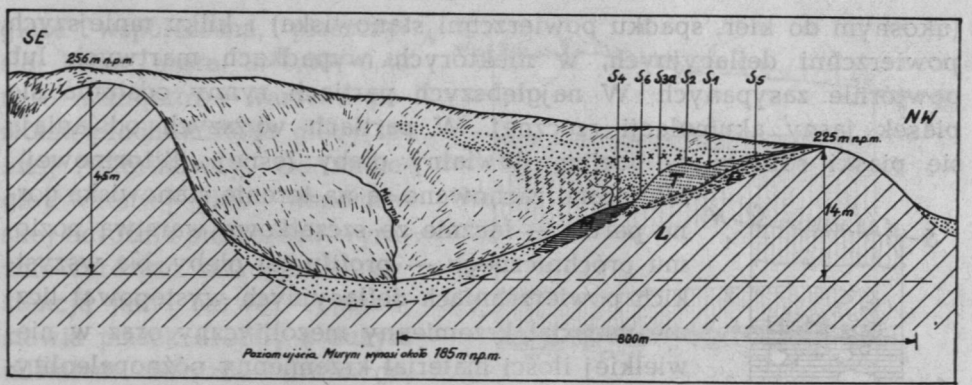
Zasadnicze rysy obecnej morfologii północnej krawędzi poziomu wierzchowinowego Płaskowyżu Kolbuszowskiego powstały niewątpliwie już w okresie wielkiego interglacjału [3], dalsze jej modelowanie odbywało się w następnych okresach plejstocenu; współcześnie morfologia ta jest odpreparowywana.

WARUNKI GEOLOGICZNE STANOWISKA

Stanowisko Majdan-Ciułak występuje na pd.-wsch. stoku opisanej wyżej ostrogi komorowskiej. Na wewnętrznej stronie łuku ostrogi obserwujemy stare (późniejsze od czasu uformowania się ostrogi) łu-

[2] E. Romer, *Wstęp do fizjografii powiatu mieleckiego*, „Kosmos" 36, 1911, s. 609. Romer nazywa je ostrogami glin. Na obserwowanym przeze mnie odcinku gliny występują zwykle w głębszych warstwach, a w ich stronie występują piaski gliniaste z wkładkami żwirów. Poza tym należy dodać, że większe ostrogi mają w swej podstawie grzbiety (równie grzbietowe), pochodzenia erozyjno-denudacyjnego, zbudowane z iłów mioceńskich.

[3] Zgodnie z M. Klimaszewskim op. cit. początki modelowania tej morfologii należy odnieść już do okresu wycofania się lądolodu z Kotliny Sandomierskiej. Oto co w związku z tym pisze autor na str. 181 — „W czasie topnienia i wycofania się lądolodu z Kotliny Sandomierskiej wody karpackie i roztopowe wcinały się wolno w odsłanianą tu powierzchnię i częściowo ją rozmywały. Działalność tych wód, mających w zasadzie szerokiego rozlewania się, musiała się jednak ograniczyć do pewnych obniżeń, pokrywających się prawdopodobnie z przebiegiem predyluwialnych i obecnych dolin. Przemawia za tym fakt, że płaty morenowe, spoczywające w obrę-



Ryc. 2. Majdan—Ciułak. Szkic sytuacyjny stanowiska w obrębie wcięcia wierzchowinowego. Krzyżyki oznaczają granicę odcinka listwy terasowej stanowiącego rozwiany teren stanowiska. T — piaski listwy terasowej, P — piaski gliniaste z otoczkami, M — utwory madowo-ilaste z cienką warstwą piasków w stropie (na powierzchni wycieki wody gruntowej i narastające torfowisko zboczowe), L — utwory akumulacji lodowcowej, S_1—S_5 — szybiki od 1 do 5.

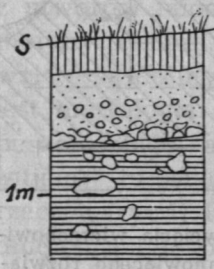
kowate wcięcia wierzchowinowe. W jednym z nich (ryc. 2), występującym na pd. od Majdana Królewskiego, jest zachowana listwa tarasy erozyjno-akumulacyjnej piaszczystej. Listwa znajduje się zaledwie 1 do 2 m poniżej zaokrąglonego grzbietu ostrogi i od 11 do 12 m ponad dnem doliny, którym płynie potok Murynia (to jest 21 do 22 m nad współczesny poziom Przyrwy, patrz ryc. 1 i 2). Powierzchnia listwy jest lekko falista i obniża się znacznie w kier. doliny. W pasie brzeżnym listwy, na przestrzeni około 2 km, spotykamy partie rozwiane; na jednej z nich znalezione zostały materiały późnopaleolityczne i mezolityczne opisywanego stanowiska. Poniżej terenu stanowiska (dolnej krawędzi listwy) występuje na stoku pas z wyciekami wody gruntowej, będący terenem źródłowym strużki wpadającej do Muryni oraz terenem narastającego torfowiska zboczowego. Wysokość kulminacji powierzchni stanowiska nad krawędzią i terenem wycieków wynosi około 7 m. Przeciwległa krawędź rozwiewanej powierzchni stanowiska schodzi do niewielkiego obniżenia terenu listwy, które jest formą powstałą współcześnie.

Rozwiewana powierzchnia stanowiska wynosi około 1 ha; składa się ona z jednej dużej rynny deflacyjnej o kierunku z zach. na wsch.

---

bie międzydolinowych wysoczyzn na utworach z okresu nasuwania się lądolodu lub też bezpośrednio na cokołach z iłów mioceńskich nie są ani silnie przemyte, ani też przykryte utworami z recesji. Głębokie rozcięcie w tym obszarze już nie tylko moreny ale i utworów podmorenowych nastąpiło zapewne dopiero po wycofaniu się lądolodu z przełomu Wisły przez pas wyżyn".

(ukośnym do kier. spadku powierzchni stanowiska) i kilku mniejszych powierzchni deflacyjnych, w niektórych wypadkach martwych lub powtórnie zasypanych. W najgłębszych partiach rynny odsłania się piasek jasny akumulacji rzecznej. W partiach wyższych odsłaniają się piaski rdzawe — poziom iluwialny gleby leśnej (littorinowej). Miejscami zachowane są na terenie stanowiska górne partie — łącznie ze szczątkową warstwą poziomu próchnicznego — profilu tej gleby. Na wszystkich powierzchniach deflacyjnych występował licznie materiał krzemienny mezolityczny oraz w niewielkiej ilości materiał krzemienny późnopaleolityczny. Obok materiału krzemiennego na powierzchniach deflacyjnych, występowały bardzo licznie różnej wielkości głaziki skorodowane oraz ich termiczne okruchy. Materiał krzemienny późnopaleolityczny wykazuje ślady słabego wyświecenia eolicznego na powierzchniach przemysłowych materiału mezolitycznego.



Ryc. 3. Majdan-Ciułak. Profil szybika 4.

Na stanowisku i przyległych do niego odcinkach terenu wykonano 12 szybików. Niżej podaję opis wybranych profilów (patrz ryc. 2).

Profil szybika nr 4, wykonanego na terenie wycieków wody gruntowej, 30 m od pd.-wsch. granicy stanowiska (ryc. 3).

1. 0—0,25 m — torf darniowy, 2. 0,25—0,95 m — piasek drobny szary z warstwą żwiru różnoziarnistego w spągu, nawodniony, 3. 0,95—1,50 m — utwór madowo-ilasty, ciemny szary, nie burzy z kwasem solnym, zawiera głaziki o średnicy od kilku do kilkunastu cm. Niektóre z głazików są silnie skorodowane.

Profil szybika nr 6 na granicy stanowiska z terenem wycieków (ryc. 4).

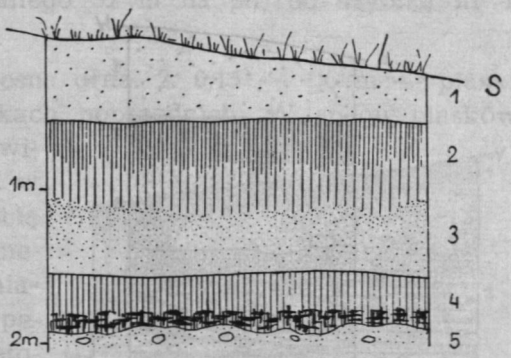
1. 0 — 0,5 m — piasek współcześnie nawiany. 2. 0,5 — 0,9 m — gleba leśna (littorinowa) regradowana, ciemnoszara. 3. 0,9—1,5 m — piasek drobny, biały z odcieniem szarego. W partii stropowej resztki poziomu bielicowego. 4. 1,5—1,85 m — gleba piaszczysta zwięzła, z poziomem rudawca w spągu. 5. 1,85 — 2,0 m — piasek drobny z otoczakami, brązowy nawodniony.

Profil szybika nr 3a, na pd. od kulminacji rozwiewanej powierzchni stanowiska — 1 m poniżej niej i przy pn. krawędzi rynny deflacyjnej z licznym materiałem krzemiennym na powierzchni (ryc. 5).

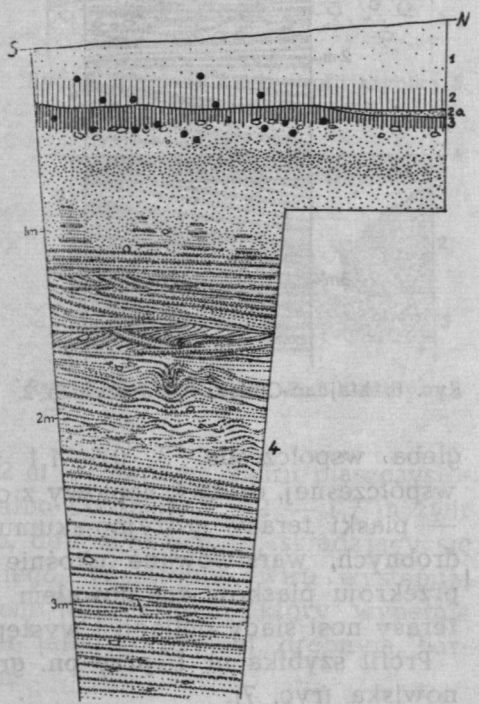
1. 0 — 0,15 m — piasek współcześnie nawiany. 2. 0,15 — 0,30 m —

[4] Należą one oczywiście do tej samej serii akumulacyjnej co piaski rzeczne i razem z piaskami poziomu bielicowego stanowią ich stropową zmienioną przez procesy glebowe partię.

gleba współczesna, piaszczysta, luźna, szara, 3. 0,30—0,40 m — szczątkowa warstwa poziomu próchnicznego gleby leśnej (littorinowej). Od nadległej warstwy gleby współczesnej odróżnia się bardzo wyraźnie zarówno składem, konsystencją jak i barwą — przedstawia piasek drobny z dużym udziałem bardzo drobnego, czerniawy, zbity. Na granicy z glebą współczesną występuje soczewka piasku prawdopodobnie pochodzenia eolicznego. W spągu warstwy występuje poziom bielicowy i iluwialny o łącznej miąższości 70 cm. Warstwa zawiera materiał krzemienny mezolityczny, niżej, w poziomie bielicowym i stropowej partii iluwialnego, występują pojedyncze wyroby krzemienne. 4. 0,40--3,5 m — piaski terasy erozyjno--akumulacyjnej, ich partia stropowa objęta jest wymienionymi przy opisie warstwy 3 poziomami iluwialnym i bielicowym, są różnoziarniste z przewagą drobnych, jasne, silnie zbite, warstwowane frakcyjnie, ukośnie, a w poziomie 1,2—1,7 przekątnie. Poniżej tego poziomu występują ślady zaburzeń typu mrozowego. Upad warstw w kier. pn.-wsch. wynosi 25°. W całym przekroju piasków znajdowałem otoczaki różnej wielkości. W stropowej partii poziomu bielicowego występują w towarzystwie materiału krzemiennego głaziki silnie skorodowane, te same, które występują bardzo silnie na powierzchniach deflacyjnych.



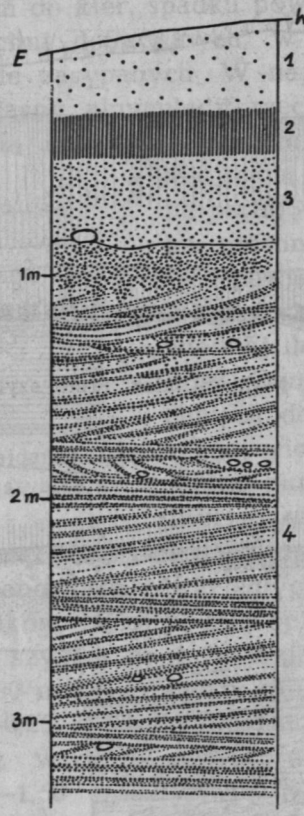
Ryc. 4. Majdan-Ciułak. Profil szybika 6.



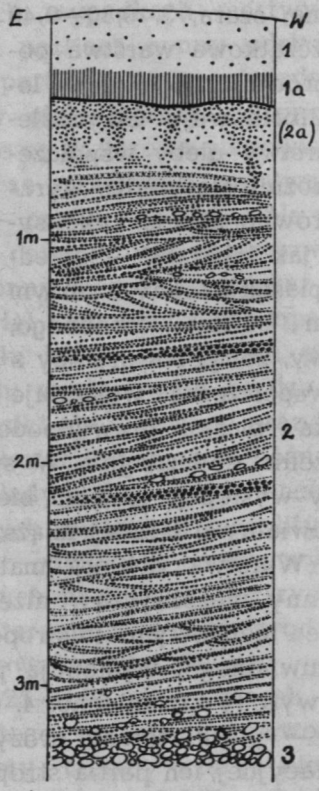
Ryc. 5. Majdan-Ciułak. Profil szybika 3a.

Profil szybika nr 2, na kulminacji rozwiewanej powierzchni stanowiska (ryc. 6).

1. 0 — 0,25 m — piasek współcześnie nawiany. 2. 0,25 — 0,5 m —



Ryc. 6. Majdan-Ciułak. Profil szybika 2.



Ryc. 7. Majdan-Ciułak. Profil szybika 1.

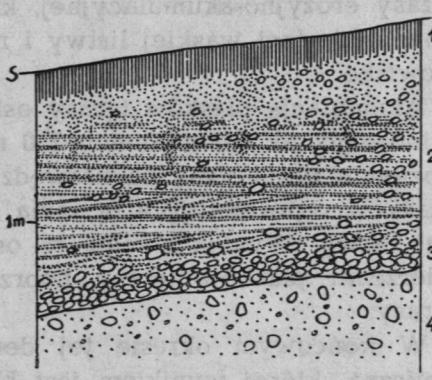
gleba współczesna. 3. 0,5—1,1 m — piasek akumulacji eolicznej współczesnej, drobny, sepiowy z odcieniem brązowego. 4. 1,1 — 3,45 m — piaski terasy erozyjno-akumulacyjnej, różnoziarniste z przewagą drobnych, warstwowane ukośnie i poziomo, silnie zbite. W całym przekroju piasków znajdowałem pojedyncze otoczaki. Strop piasków terasy nosi ślady deflacji i występują tu skorodowane głaziki.

Profil szybika nr 1, przy pn. granicy rozwiewanej powierzchni stanowiska (ryc. 7).

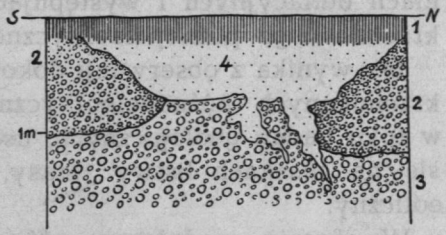
1. 0 — 0,35 m — piasek współcześnie nawiany, w spągu szczątkowa warstwa gleby współczesnej. 2. 0,35 — 3,35 m — piaski terasy erozyjno-akumulacyjnej — identyczne jak w szybikach poprzednich. W spągu piasków występuje poziom piaszczysto-żwirowy, nawodniony, zawierający bardzo liczne, silnie skorodowane głaziki o średnicy do kilkunastu cm (ten sam poziom występuje w spodzie szybika 5). W stropie piasków występuje silnie zdegradowany eolicznie iluwialny poziom gleby leśnej (littorinowej).

Profil szybika nr 5, usytuowanego 32 m na pn. od szybika nr 1 (ryc. 8).

1. 0 — 0,15 — gleba współczesna orna. 2. 0,15 — 1,6 m — piaski terasy identyczne jak w szybikach poprzednich. W spągu piasków występuje poziom piaszczysto-żwirowy — z większą znacznie niż w szybiku poprzednim zawartością żwiru grubego silnie skorodowanego. 3. 1,6—2,15 m — piaski gliniaste z głazikami, których skład petrograficzny jest taki sam jak otoczaków w warstwie nadległej — tu i tam występuje spora domieszka materiału karpackiego. Próbka piasków pobrana z głębokości 2,0—2,15 m wykazuje tylko ślady burzenia z kwasem solnym. Dalej w kier. pn., w odległości około 50 m piaski te wychodzą na powierzchnię (— w poziomie około 1 m wyżej), posiadają tam miąższość kilkudziesięciu cm i są podścielone warstwą żwiru gliniastego. Jeszcze dalej o kilkadziesiąt m w kier. pn. (w poziomie o dalszy 1 m wyżej) obserwujemy następujący profil (ryc. 9).



Ryc. 8. Majdan-Ciułak. Profil szybika 5.



Ryc. 9. Majdan-Ciułak. Profil odkrywki.

1. 0 — 0,15 m gleba, 2. 0,15 — 1,2 m — warstwa żwiru piaszczysto-gliniastego, rozcięta przez erozję (albo korozję). 3. 1,2 — 1,7 m żwir różnoziarnisty z przewagą drobnego, dobrze przemyty, składający się w większości z materiału karpackiego. W stropie żwiru występują kliny mrozowe wypełnione piaskiem (tym samym, który wypełnia wymienione wyżej rozcięcie erozyjne (albo korozyjne), drobnym, bardzo silnie zbitym, jasnym sepiowym.

W odkrywkach na pn.-zach. stoku ostrogi komorowskiej żwiry gliniaste i luźne są podścielone typowymi utworami akumulacji lodowcowej.

Piaski gliniaste, stanowiące warstwę 3-cią szybika 5, reprezentują prawdopodobnie utwór akumulacji rzecznej. Występująca w ich stropie warstwa głazików skorodowanych świadczy o denudacji tych piasków, w końcowym okresie której wybitną rolę odgrywała erozja

eoliczna. Prawdopodobnie z tego samego czasu co ta erozja pochodzą kliny mrozowe w stropie żwirów, zaobserwowane między innymi w odkrywce, której profil jest przedstawiony na ryc. 9. Okres denudacji i erozji eolicznej poprzedził bezpośrednio akumulację piasków terasy erozyjno-akumulacyjnej, która dochowała się do naszych czasów w postaci wąskiej listwy i na powierzchni której występuje stanowisko.

Akumulacja piasków terasy osiągnęła wysokość poziomu wierzchowinowego, to jest minimum 230 m nad poziom morza, w tym bowiem poziomie znajdujemy na krawędzi Płaskowyżu Kolbuszowskiego płaty piasków reprezentujące tę samą serię akumulacyjną co piaski zbadanej listwy. Wynika z tego, że osadnictwo późnopaleolityczne na powierzchni piasków terasy poprzedził okres denudacji poziomu tej terasy.

W końcowym okresie tej denudacji miała miejsce silna erozja eoliczna, której wynikiem jest bruk eoliczny występujący w stropie piasków listwy terasy, odpreparowany na współczesnych powierzchniach deflacyjnych i występujący na nich w towarzystwie materiału krzemiennego późnopaleolitycznego i mezolitycznego [5].

Jak wynika z obserwacji dokonanych w toku eksploracji materiałów krzemiennych późnopoleolitycznych oraz z obserwacji dokonanych w toku badań geologicznych, osadnicy wymienionego okresu osiedlili się na piaskach listwy terasy, w stropie której występował bruk eoliczny.

W okresie osadniczym późnopaleolitycznym odbywała się dalsza denudacja piasków listwy terasy. Pod koniec tego okresu na powierzchni listwy były zachowane tylko niewielkie odcinki, gdzie w przypowierzchniowej warstwie piasków był akumulowany materiał krzemienny późnopaleolityczny.

W czasie przybycia na teren drugiej fali osadniczej — mezolitycznej, resztki materiału późnopaleolitycznego znajdowały się po większej części na powierzchni terenu, świadczy o tym ich spatynowanie, częściowe wyświecenie eoliczne jak również dość częste wypadki podejmowania przez osadników mezolitycznych jako surowca do wyrobu własnych narzędzi.

Pierwotne złoże mezolitycznych materiałów krzemiennych występuje częściowo w tym samym poziomie co późnopaleolitycznych. Wynika to z wyżej opisanych warunków dla pierwszych faz osadnictwa mezolitycznego. W przeciwieństwie jednak do złoża materiałów późnopaleolitycznych pierwotne złoże materiałów mezolitycznych jest za-

[5] Jednolity charakter silnie skorodowanej powierzchni bruku i jego skład petrograficzny świadczą, że nie jest on materiałem nagromadzonym przez człowieka.

chowane na niektórych odcinkach stanowiska, to znaczy wszędzie tam, gdzie ostały się orce, a następnie deflacji dolne partie poziomu próchnicznego gleby leśnej (littorinowej) lub nienaruszony przez orkę i deflację poziom bielicowy tej gleby.

CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE LA STATION MAJDAN-CIUŁAK, DANS LE DISTRICT DE KOLBUSZOWA

Résumé

La station se trouve dans la partie centrale du Bassin de Sandomierz, sur un replat de terrasse d'amoncellement de reprise d'érosion, correspondant au reste de l'ancien fond de vallée à 22 mètres au-dessus du niveau de la rivière Przyrwa.

Ce replat s'est conservé sur un versant doux, dans l'ancien épaulement courbe de la ravinée de plateau (fig. 2). La surface du replat est ondulée; le sol de certaines parties est soufflé par le vent. Les profils de petits puits de fouilles représentés sur les figs 3—7 illustrent la coupe du terrain de la station. Le profil synthétique de la composition géologique de la station (compte tenu aussi de petits puits de sondage 8 et 9) se présente de la manière suivante:

Sur une moraine de fond reposent des bancs de cailloutis bien lavé et de gravier argileux, dont l'épaisseur ne dépasse pas 2 mètres. Les traces de détérioration causées par le froid se laissent apercevoir (fig. 13) dans les parties supérieures de ce couche. Le toit des graviers est formé par une couche de gravier éolien (fig. 11 couche 3 et fig. 12 couche 3) étendue directement sous les sables du replat de la terrasse. Dans le toit de ces derniers — qui constitue la gangue du niveau industriel — paraissent des traces du second niveau de gravier éolien.